

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ им. А. П. КАРПИНСКОГО» (ФГУП «ВСЕГЕИ»)
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«КАМЧАТГЕОЛОГИЯ» (ФГУП «КАМЧАТГЕОЛОГИЯ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Корякско-Курильская

Лист N-57 – Петропавловск-Камчатский

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Камчатская. Лист N-57 – Петропавловск-Камчатский. Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2006. 376 с. (МПР России, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «Камчатгеология»).

В объяснительной записке обобщены новые материалы по стратиграфии, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, истории геологического развития и полезным ископаемым. Материалы охватывают южную часть п-ова Камчатка, заключенную между 52-й и 56-й параллелями, а также прилегающую акваторию. Этот регион входит в состав Тихоокеанского подвижного пояса и соответствует переходной от континента к океану зоне. Специальный раздел посвящен геоэкологическому состоянию территории. Карты полезных ископаемых, прогнозно-минералогическая и эколого-геологическая в составе комплекта карт данной территории созданы впервые и отражают современный уровень изученности региона.

Материалы объяснительной записки рассчитаны на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией и полезными ископаемыми России.

В комплект Госгеолкарты входит компакт-диск с цифровыми копиями карт, базами данных и растровыми копиями графических материалов, не вошедшими в комплект издания.

Табл. 9, ил. 1, список лит. 447 назв., прил. 3.

Авторы:

*Б. И. Сляднев, В. Н. Шаповаленко (отв. исполнители), Н. Ф. Крикун,
А. А. Полетаева, В. К. Ротман, В. И. Сидоренко, Е. Г. Сидоров,
С. Н. Суриков, Ш. Г. Хасанов*

Материалы по листу N-57 – Петропавловск-Камчатский одобрены Главной редколлегией по геологическому картированию, рассмотрены и утверждены к печати Научно-редакционным советом по геологическому картированию территории Российской Федерации Федерального агентства по недропользованию (НРС Роснедра).

Научные редакторы *А. Ф. Литвинов, Б. А. Марковский*

©Роснедра, 2006

© Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, 2006

© ФГУП «Камчатгеология», 2006

© Коллектив авторов, 2006

© Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2006

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-57 – Петропавловск-Камчатский охватывает южную часть п-ова Камчатка, заключенную между 52-й и 56-й параллелями. Этот регион входит в состав Тихоокеанского подвижного пояса, соответствует переходной от континента к океану зоне и представляет собой фрагмент Корякско-Камчатской покровно-складчатой системы. Специфика региона определяется его положением на границе континента и океана, сочленением в его пределах Курило-Южнокамчатской и Камчатской островодужной систем, современными активными вулканическими и тектоническими процессами, высокой сейсмичностью. Все это, наряду с достаточно длительной и сложной геологической «предысторией», определяет особый интерес к рассматриваемой территории как к полигону для разработки и проверки современных геодинамических концепций, что требует высоконадежной и объективной геологической основы.

По административному делению территория листа входит в Камчатскую область и Корякский автономный округ. Материковая часть площади листа покрыта гравиметрической съемкой масштаба 1 : 200 000 (100 %); 1 : 100 000 (5 %); 1 : 50 000 (20 %); аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 200 000 (100 %); разномасштабными наземными магнитометрическими и гамма-спектрометрическими исследованиями охвачено около 30 %. В пределах Тихоокеанской и Охотоморской части прилегающей акватории осуществлены глубинные сейсморазведочные исследования по профилям и выполнены гравиметрические съемки масштаба 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000. Составлена геофизическая основа на территорию листа (включая акваторию) – карты гравиметрического поля и аномального магнитного поля масштаба 1 : 1 000 000, созданы дистанционная и геохимическая основы. Все эти материалы использованы при составительских работах Госгеолкарты-1000/3.

Настоящая работа базируется на материалах среднемасштабной геологической съемки, учитывает данные крупномасштабных геологосъемочных работ, геофизические материалы, а также результаты разнообразных тематических исследований научных коллективов ФГУП «ВСЕГЕИ», ВНИГРИ, ФГУГП «Аэрогеология», ВНИИ «Океангеология», ГПП «Дальморгео», ИВ ДВО РАН, АО «Востокгеология», ГУП «Трест Дальморнефтегеофизика», ЗАО «Корякгеолдобыча», ДВГИ, ИФЗ, ГИН. Принятые возрастные датировки стратиграфических подразделений основываются главным образом на «Решениях Рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов» и принятых региональных стратиграфических схемах вышеназванных районов, а также на новейших, в том числе радиологических данных, нашедших отражение в зональных легендах к сериям листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 (издание второе).

В рамках изотопно-геохимического и геохронологического обеспечения работ по листу N-57 в изотопном центре ВСЕГЕИ получены как подтверждения геологического возраста ряда plutonic, вулканических комплексов и метаморфических образований, так и принципиально новые датировки, имеющие важное значение для расшифровки геологической истории этого полигонного региона переходной зоны континент–океан и обоснования продуктивных этапов формирования медно-никелевой и золоторудной минерализации.

Для Камчатки в целом имеются сводные мелкомасштабные геологические карты, карта полезных ископаемых, металлогеническая карта, а также Легенда Корякско-Курильской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Регион хорошо обеспечен материалами геофизических работ, аэросъемки и радарной съемки. Кроме того, для территории листа подготовлена геохимическая и геофизическая основы Гостеолкарты-1000 третьего поколения [414].

Для построения геологической карты дна акваторий использованы в основном материалы Н. И. Селиверстова [98]. В основу обобщений положены результаты геолого-геофизических исследований, включающих глубинное сейсмическое зондирование [4], региональные и опытно-методические сейсмические работы МОВ ОГТ, КМПВ [184, 370, 373, 316], а также непрерывное сейсмопрофилирование, выполненное экспедициями Института вулканологии на НИС «Вулканолог». На шельфе Охотского моря выполнены региональные сейсмические работы МОВ ОГТ [347, 241]. Несмотря на ряд дискуссионных геологических вопросов в общем для региона к настоящему времени разработаны и достаточно обоснованы био-стратиграфическими данными и радиологическими датировками схемы стратиграфии и интрузивного магматизма, положенные в основу составления геологической карты. Все карты, схемы и объяснительная записка составлены в соответствии с «Инструкцией по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение)» 2003 г. и «Методическими рекомендациями по составлению и подготовке к изданию листов ГК-1000/3», 2005 г.

Географические сведения. Территория листа N-57 является горной страной, к основным орографическим элементам которой относятся Западно-Камчатская равнина, Центрально-Камчатская низменность, Срединный и Восточный хребты, Восточный вулканический район и Восточный приморский район.

Западно-Камчатская равнина протягивается вдоль западного побережья от южной до северной границы листа при ширине около 100 км. На севере равнина сменяется холмисто-увалистым рельефом с высотами 50–300 м, реже до 400 м. На ее южной заболоченной части располагаются отдельные вулканы. К востоку она переходит в холмисто-увалистые предгорья Срединного хребта с высотами 200–500 м.

Центрально-Камчатская низменность — межгорная депрессия северо-восточного простирания с плоскоувалистым рельефом с абсолютными отметками 50–200 м. Наибольшей ширины (60 км) она достигает в районе горы Толбачик.

Срединный хребет вытянут с юга на север примерно на 350 км и представляет собой сложную горную систему, объединяющую несколько хребтов, горных массивов и вулканических плато, высотой в пределах 1500–2000 м. Наивысшая точка — Ичинский вулкан (3621 м).

Восточный хребет состоит из системы кулисообразно расположенных хребтов, вытянутых к северо-востоку. На юге в его состав входят Южнобыстринский и Ганальский хребты. Хребет Ганальский выделяется высокой степенью расчлененности. Его высшая вершина – 2277 м. Севернее расположен хр. Валагинский, ширина которого достигает 40 км, а абсолютные отметки 1200–1700 м. Склоны изрезаны каньонообразными долинами рек. С востока к Валагинскому хребту примыкает вулканическое плато. К северо-востоку от р. Прав. Щапина тянется хр. Тумрок с вершинами до 2000 м. Высшая точка – вулкан Кизимен (2485 м). От р. Лев. Щапина до северной границы листа простирается хр. Кумроч с наивысшей отметкой – горой Шиш (2346 м).

Восточный вулканический район шириной до 100 км представляет собой расчлененное долинами рек плато, на котором одиночно или группами располагаются вулканические постройки. В районе сосредоточено большинство действующих вулканов, среди них наиболее высокие – горы Мутновская сопка (2323 м) и Корьякская сопка (3465 м) на юге, Жупановская (2958 м) – в средней части и Толбачикская (3682 м) на севере.

Восточным приморским районом называется узкая гористая полоса (шириной 10–20 км), расположенная вдоль берега Тихого океана и заключающая ряд заливов и полуостровов. Горные массивы здесь достигают высоты 500–1300 м (гора Отдельная, 1327 м).

Камчатка омывается водами Тихого океана и Охотского моря. Дно Охотского моря вблизи полуострова слабо наклонено к западу. Прибрежная часть дна Тихого океана осложнена подводными каньонами. Вдоль восточного побережья проходит Курило-Камчатский желоб с глубинами до 7500 м.

Наиболее крупные реки – Камчатка и Большая. Большинство более мелких рек, впадающих в Охотское море, берет начало на западных склонах Срединного хребта, а впадающих в Тихий океан – на восточных склонах Восточного хребта и в нагорьях Восточного вулканического района. Реки горные с сезонно меняющимся стоком. Половодье приурочено к летним месяцам (июнь–июль) и связано с таянием снегов в горах. Наименьший сток в феврале–марте. Ледостав происходит в конце октября, а вскрытие рек – в апреле.

Озера многочисленны и разнообразны по происхождению. Наиболее крупные озера – Курильское и Кроноцкое. Имеются лавоподпрудные озера площадью до 10 км², а также озера, выполняющие тектонические впадины, например, оз. Сево в Валагинском хребте. В прибрежных районах много лагунных и лиманных озер, часто с соленой водой.

Климат Камчатки несколько мягче, чем на тех же широтах материковой части Дальнего Востока.

Лето короткое и дождливое, зима мягкая. Среднегодовая температура от +2 °С в районе г. Петропавловск-Камчатский до –4 °С в Срединном хребте. Наиболее теплые месяцы – июль и август со среднемесячной температурой +15 °С, наиболее холодный – январь (–17 °С). Среднегодовое количество осадков достигает 1200 мм. Высота снежного покрова – до 3 м. Влажность воздуха около 80 %, часты туманы. Зимой преобладают ветры с суши, летом – с моря. Местами развита многолетняя мерзлота. Современное оледенение наблюдается на некоторых вершинах гор.

Большая часть пониженных площадей Камчатки покрыта лесом паркового типа, преобладающими древесными породами которого являются каменная береза, реже белая японская береза с подлеском рябины, шиповника, реже кедрового и ольхового стланика и травянистой растительности. В горных районах сплошные лесные массивы поднимаются до высот 500–700 м. На поймах рек развиваются луга. С повышением рельефа леса сменяются зонами кустарников, состоящих из кедрового и ольхового стланика. Кустарники занимают горные склоны до высоты 700–1200 м, выше сменяются альпийскими лугами и горными тундрами из мхов и ягодных кустарников. Выше 1500 м преобладают каменные россыпи и скалы.

На юге Западно-Камчатской низменности широко распространены болотистые равнинные тундры с редкими группами кустарников.

Транспортная связь Камчатки с материковой частью России осуществляется морским и воздушным транспортом. Петропавловск-Камчатский имеет регулярное авиасообщение с Москвой, С.-Петербургом, Хабаровском и многими другими городами. Морские транспортные линии соединяют Петропавловск-Камчатский с Владивостоком, о. Сахалин, Магаданом.

Местные грузопассажирские перевозки осуществляются преимущественно морским, автомобильным и воздушным транспортом, Петропавловск-Камчатский связан шоссейными дорогами с поселками, расположенными в Центрально-Камчатской низменности и на западном побережье.

Среди населения Камчатки преобладают русские. В северных районах живут коряки, ительмены, эвены. Значительная часть населения сосредоточена в городах Петропавловск-Камчатский и Елизово. Относительно населенными являются Центрально-Камчатская долина и прибрежные районы, горные же районы практически не заселены. Средняя плотность населения – 0,8 чел. на 1 км².

В основе экономики Камчатки лежит морской рыбный промысел. Главные сельскохозяйственные районы находятся в Центрально-Камчатской низменности, долине р. Авача и на западном побережье. На севере Центрально-Камчатской низменности сосредоточена лесная промышленность. Горная промышленность развита слабо и пока ограничена добычей стройматериалов для местных нужд. Введена в строй Мутновская геотермальная электростанция.

В настоящее время подготовлены к эксплуатации золото-серебряные месторождения Агинское, Асачинское, Золотое, медно-никелевое – Шануч. Завершается строительство ГОКа на Агинском месторождении, строятся ГОКи на месторождениях Шануч и Асачинское.

Геологическая изученность. В истории геологического изучения территории листа выделяются несколько этапов, различных по продолжительности и результативности.

I. 1755–1923 гг. Редкие разрозненные маршрутные исследования (С. П. Крашенинников, А. Эрман, К. Дитмар, К. И. Богданович, С. А. Конради и др.). Создание первых обзорных мелкомасштабных геологических карт, первые описания геологического строения территории. Из полезных ископаемых известно одно месторождение термальных вод, россыпная золотоносность р. Облуковина, многочисленные, но не проверенные сведения о нефти, меди, сере, ртути, графите и др.

II. 1923–1949 гг. Целенаправленные исследования по поискам нефти, угля, строительных материалов, изучению геологического строения территории (стратиграфии, магматизма, тектоники). Работы проводятся различными организаци-

ями: Нефтяным геологоразведочным институтом (НГРИ), Дальгеолкомом, Акционерным Камчатским обществом (АКО) «Камчатнефтегазразведкой» Министерства нефтяной промышленности, ДВГУ и др., без координации действий, по своим программам и планам. Проводятся первые площадные мелкомасштабные геологические съемки, составляются единичные крупномасштабные геологические карты угольных месторождений, нефтеперспективных площадей. Вырабатываются и уточняются первые стратиграфические схемы региона, в том числе наиболее обобщенная сводная стратиграфическая схема Западной Камчатки, выполняются многочисленные определения фауны и флоры, подтверждающие достоверность стратиграфических построений. Создается предварительная Геологическая карта Камчатки масштаба 1 : 1 000 000 (Б. Ф. Дьяков, 1936) [32], а затем Геологическая карта полуострова масштаба 1 : 2 000 000 (А. Н. Заварицкий, 1940) [36]. Бурятся поисково-разведочные скважины на нефть, разведываются угольные месторождения, проводятся поиски строительных материалов, систематизируются сведения о горячих минеральных источниках.

III. 1949–1956 гг. Это период становления и формирования территориальной геологической службы Камчатки. В 1949 г. с целью координации всех геологоразведочных работ в области создается контора «Камчатнефтегеология», в 1951 г. – Камчатское геологическое управление (Мингео СССР), в 1954 г. – Камчатская комплексная геологоразведочная экспедиция (Миннефтепром СССР), в 1957 г. – Камчатское районное геологоразведочное управление (СВТГУ), в 1964 г. – Камчатское территориальное геологическое управление (Мингео РСФСР).

В эти годы проводится площадное геологическое картирование всей территории области. С 1949 по 1955 г. выполняется основной объем мелкомасштабного картирования, а с 1956 г. начинается полистное Государственное геологическое картирование масштаба 1 : 200 000. В это время камчатскими геологами были разработаны региональные схемы для листов Госгеолкарт-200 Западно-Камчатской и Восточно-Камчатской серий. В 1950 г. Б. Ф. Дьяковым и М. Ф. Двали составляется Геологическая карта Камчатки масштаба 1 : 1 500 000, которая к концу периода обновляется Г. М. Власовым и В. А. Ярмолюком. Значительными событиями для геологов Камчатки были совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем, вулканологические совещания, конференция по геологии и металлогении.

IV. 1956–1992 гг. Период целенаправленного комплексного геологического изучения территории на все виды полезных ископаемых с применением новейших методов и методик. Основной объем исследований выполнялся силами КТГУ (с 1980 г. – ПГО «Камчатгеология», с 1991 г. – ГПП «Камчатгеология»), частично – ПГО «Сахалингеология» (ГПП «Востокгеология»), ПГО «Аэрогеология» (ГПП «Аэрогеология»). Отраслевые и академические институты выполняли только тематические исследования. ВСЕГЕИ, ГИН, ЦНИГРИ проводили тематические исследования. ВСЕГЕИ, кроме того, выполнял картосоставительские работы (листы N-57(58); O-57(58)). Одновременно с этим проводились геолого-геофизические исследования по изучению геологического строения дна акваторий (сейсмопрофилирование, драгирование, МОВ–ОГТ, гравиметрическая и аэромагнитная съемки).

Этот период характеризуется резким увеличением геологических и гравиметрических съемок масштаба 1 : 200 000 с последующей подготовкой и изданием лис-

тов Государственной геологической и гравиметрической карт, а также крупномасштабным геологическим картированием. Стала нормой геофизическая подготовка площадей перед геологическим картированием. С конца 1970-х годов наряду с классическим стратиграфическим подходом к картированию вулканогенно-осадочных толщ стали внедряться принципы выделения вулканических комплексов. Проводятся многочисленные поисковые, поисково-оценочные, разведочные и геофизические работы на выявленных месторождениях золота, угля, серы, ртути, газа и конденсата, термальных, минеральных и пресных подземных вод, ювелирно-поделочных камней и строительных материалов с подсчетом запасов и утверждением их в ГКЗ (ТКЗ). За эти годы вся территория листа N-57 была покрыта геологической съемкой масштаба 1 : 200 000.

На территории листа установлены полезные ископаемые почти всех групп (кроме солей) – горючие, металлические и неметаллические, подземные воды. Наиболее значимыми для территории являются благородные и цветные металлы, россыпное золото, подземные воды. Установлено пять месторождений коренного золота и серебра, 11 – россыпного золота, одно – кобальт-медно-никелевое, 13 – термальных и минеральных лечебных вод. Практический интерес представляют также месторождения угля, торфа, строительных материалов, питьевой воды.

Существенный вклад в познание геологического строения региона внесли сводные мелкомасштабные геологические, структурно-формационные, тектонические и металлогенические карты, из которых следует упомянуть Геологическую карту Камчатки масштаба 1 : 1 500 000 (1978 г.) под редакцией Г. М. Власова, Геологическую карту Северо-Востока СССР того же масштаба (1982 г.) под редакцией М. Е. Городинского, Тектоническую карту Камчатской области масштаба 1 : 1 000 000 (1978 г.) под редакцией М. И. Лебедева и Э. М. Ерешко, Металлогеническую карту Камчатки масштаба 1 : 1 500 000 (1984 г.), подготовленную В. К. Ротманом [88].

V. 1992 г. – настоящее время. Геологическая служба Камчатки приобретает новый статус – становится территориальным органом государственного управления фондом недр (Камчатгеолком, Камчатприродресурс). В эти годы Камчатгеолком выступает в роли заказчика геологических исследований, проводящихся по федеральным и территориальным программам. Непосредственно геологоразведочные работы выполняют организации различных форм собственности, как за государственные ассигнования, так и за счет собственных средств.

Однако в связи с экономическим кризисом резко сократились объемы бюджетного финансирования, что привело к полному прекращению геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 и значительному сокращению других видов геологических исследований. Тем не менее активно разворачивается процесс лицензирования подготовленных объектов и перспективных площадей.

В 1999 г. была опубликована Карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа масштаба 1 : 500 000 под редакцией А. Ф. Литвинова, Б. А. Марковского, М. Г. Патоки (составители: Ю. Ф. Фролов, А. А. Коляда, А. И. Поздеев, Л. Е. Павлова)[42], с Каталогом месторождений и проявлений рудных и нерудных полезных ископаемых и углеводородов.

В 1998 г. в ПГО «Камчатгеология» составлены и прошли апробацию в НРС ВСЕГЕИ зональные Легенды к сериям листов Госгеолкарты масштаба 1 : 200 000 (второе издание), которые легли в основу подготовки к изданию Госгеолкарты масштаба 1 : 200 000 (второе издание).

С 1989 по 1998 г. проводилось комплексное изучение глубинного строения земной коры по региональным профилям, расположенным на площади листа N-57.

В период с 1999 по 2002 г. были подготовлены к изданию и прошли апробацию в НРС ВСЕГЕИ Госгеолкарты масштаба 1 : 200 000 (второе издание) листов N-57-I, VII, VIII, XIV, XX, XXVI, VI, XII, XVII, XXI, XXVII, XXXIII, XXII, XXVIII.

В 2002 г. составлена и утверждена НРС ВСЕГЕИ Легенда Корякско-Курильской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение), которая положена в основу составительских работ геологической карты листа N-57.

В 2005 г. издана Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа масштаба 1 : 1 500 000 под редакцией А. Ф. Литвинова, Б. А. Марковского и В. П. Зайцева (составители: Б. И. Сляднев, А. А. Коляда, Ш. Г. Хасанов, Н. Ф. Крикун, В. Б. Лопатин и др.) [21].

Материалы всех перечисленных выше работ учтены при составлении геологической карты листа N-57 и объяснительной записки к ней.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратиграфический разрез территории сложен меловыми и кайнозойскими осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями – покровными фациями вулканических комплексов (ВК). Значительную часть территории и разреза составляют меловые осадочные и вулканогенные породы, в разной степени метаморфизованные.

Меловые осадочные образования развиты в Приохотско-Укэляятской зоне, мел-палеоценовые вулканогенные образования и осадочные палеоценовые отложения, согласно перекрывающие вулканиты – в Камчатско-Олюторской зоне. Накопление осадочных и вулканогенных толщ в этих зонах происходило синхронно.

Среднеэоцен-плиоценовые осадочные и вулканогенные образования распространены в Западно-Камчатской, Асачинской, Центрально-Камчатской, Тюшевской и Приокеанской зонах.

Плиоцен-четвертичные вулканогенные образования формировались в Южно-Камчатской, Западно-Камчатской, Срединно-Камчатской подзонах и в Литкенско-Центральнокамчатской и Восточно-Камчатской зонах.

Рыхлые четвертичные образования распространены во всех зонах.

ЭПОХА РАННЕГО МЕЛА–РАННЕГО ЭОЦЕНА (НАЧАЛО ИПРА)*

Приохотско-Укэляятская зона [3]

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Хейванская группа

В состав группы входят хейванская и химкинская свиты.

Хейванская свита ($K_{1-2} hv$) развита на западных и восточных склонах Срединного хребта. Она представлена филлитами, метапесчаниками, метаалевролитами, графитсодержащими филлитами, гранат-андалузит-биотитовыми, гранат-биотитовыми ставролитсодержащими кристаллическими сланцами с прослоями альбит-кварцевых, хлорит-серицитовых и кварц-хлоритовых сланцев. Соотношения пород хейванской свиты с подстилающими образованиями камчатской метаморфической серии тектонические, с перекрывающими породами химкинской свиты – согласные, с постепенным переходом.

Свита сложена пачками переслаивания филлитов, метаалевролитов и мета-

* Домеловые породы охарактеризованы в гл. «Метаморфические образования».

песчаников, мощность которых варьирует от десятков метров до нескольких сантиметров и миллиметров. В основании разреза залегают мусковит-биотитовые кристаллические сланцы гранат-, андалузит-, ставролитсодержащие. Аналогичные сланцы развиты на контактах с интрузиями. Хлорит-серицитовые и кварц-хлоритовые сланцы образуют редкие линзы и прослои. В породах свиты содержится большое количество прожилков, линз, сегрегаций кварца, ориентированных в основном по сланцеватости.

Литологический состав хейванской свиты зависит от уровня метаморфизма слагающих ее пород, регионально метаморфизованных в условиях фации зеленых сланцев (биотит-мусковитовая субфация), редко на отдельных участках метаморфизм достигает уровня эпидот-амфиболитовой фации. Широко проявлены наложенные динамометаморфические преобразования пород, которые нередко сопровождаются диафторезом. В тектонически напряженных зонах и на контактах с интрузиями преобладают кристаллосланцы. При удалении от этих участков постепенно исчезают гранат, ставролит, уменьшается и количество биотита [393]. Следует подчеркнуть, что вверх по разрезу степень метаморфизма снижается. Кристаллосланцы и филлиты вверх по разрезу постепенно сменяются метапесчаниками, метаалевролитами и аспидными сланцами. Структуры пород, как правило, бластоалевропелитовые, бластоалевритовые (филлиты, метаалевролиты, аспидные сланцы), бластопсаммитовые (метапесчаники, метаалевропесчаники), лепидогранобластовые или гранолепидобластовые (кристаллические и зеленые сланцы, биотитовые филлиты). Филлиты, метапесчаники, метаалевропесчаники, метаалевролиты состоят (%) из кварца (50–60)*, плагиоклаза (олигоклаза, альбита – 5–10), серицита (10), биотита, углистого вещества (5–20), хлорита (3–5). Биотитовые, гранат-биотитовые, ставролит-андалузит-гранат-биотитовые, андалузит-гранат-биотитовые кристаллосланцы характеризуются порфиробластовыми структурами.

Хлорит-серицит-кремнистые, хлорит-серицитовые, эпидот-хлорит-актинолитовые, амфиболовые сланцы состоят из кварца, хлорит-эпидота, олигоклаза, серицита, биотита, граната, актинолита, роговой обманки, эпидота, клиноцоизита, карбоната.

Все сланцы, образовавшиеся по терригенным породам, относятся по содержанию кремнезема к средним или кислым; по щелочам – к умереннощелочным, мало- или умеренноглиноземистым [151]. Для метатерригенных пород исходными были аркозовые и полимиктовые песчаники, алевролиты, граувакковые алевролиты и аргиллиты. Химические составы метатерригенных пород хейванской свиты близки к породам хозгонской свиты, биотитовым плагиогнейсам колпаковской и кристаллосланцам камчатской метаморфических серий [151].

Зеленые сланцы, в составе которых существенную роль играют амфиболы, хлорит, эпидот, по содержанию кремнезема относятся к основным породам; мало- и умереннощелочным; умереннокальциевым и магнезиально-кальциевым; высокоглиноземистым. Исходными для этих пород могли быть туфы и лавы андезибазальтов, возможно, умереннощелочных и щелочных [151]. Средняя магнитная восприимчивость для филлитов $128,6 \times 10^{-6}$ ед. СГС; остаточная намагниченность $253,9 \times 10^{-6}$ ед. СГС; плотность $2,75 \text{ г/см}^3$ [395].

* Здесь и далее означает количество относительно общего объема.

Возраст пород хейванской свиты определяется по результатам палинологических определений [391]. Из петротипического разреза пород свиты долины рек Хейван определены споры: *Lycopodiumsporites marginatus*, *Gleichenia circinidites*, *Lycodium cf. cavernosum*, *Klukisporites cf. babsae*, *Cicatricosisporites perforatus*, *Scatula baccata* и пыльца *Protocedrus senomanica*, *Kornilovites trisegmentatus*, *Scorthea hamosa*, указывающие на альб-сеноманский возраст вмещающих отложений [393]. Из этих же проб были выделены девонские, карбоновые, пермские, юрские формы, которые палинологи считают пережитыми, встречающиеся и в более молодых отложениях [391].

Рубидий-стронциевые изохронные датировки, выполненные по филлитам и метапесчаникам хейванской свиты (бассейны рек Утка и Крутогорова), дали соответственно 75 ± 6 и 62 ± 6 млн лет, т. е. позднемеловой возраст [29].

Валовые пробы гранат-двуслюдяных микрогнейсов, биотит-серицитовых сланцев хейванской свиты (бассейн р. Крутая) формируют линейный тренд с возрастом 285 ± 11 млн лет (ЦИИ ВСЕГЕИ, Rb-Sr анализ), который, возможно, свидетельствует о проявлениях раннепермского метаморфизма в породах зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации. Полученный тренд соответствует более древним возрастным оценкам, чем Rb-Sr изохроны по филлитам хейванской свиты и даже гнейсам колпаковского комплекса и гранитоидам [15, 14]. Выявленные раннепермские датировки и установленные ранее Rb-Sr изохроны юрского возраста [164] требуют дальнейшего изучения. Sm-Nd изотопные характеристики и модельные возрасты метапесчаников и слюдяных сланцев хейванской свиты сходны с таковыми для плагиогнейсов колпаковского и камчатского комплексов, что может свидетельствовать о возможной близости источников сноса, за счет которых происходило формирование не только пород колпаковской и камчатской серий, но и хейванской свиты.

С учетом всех этих данных возраст пород хейванской свиты определяется как ранне-позднемеловой (альб-сеноманский). Мощность пород свиты не менее 2300 м.

Химкинская свита ($K_{1-2} hm$). Породы химкинской свиты развиты на западных склонах Срединного хребта, слагая водоразделы р. Ича—Облуковина—Крутогорова. Свита сложена переслаивающимися кварц-альбит-хлоритовыми, альбит-хлоритовыми, эпидот-хлорит-актинолитовыми сланцами, филлитами. Соотношения с подстилающими породами хейванской свиты согласные (постепенный переход), с перекрывающимися вулканогенно-кремнистыми образованиями ирунейской свиты — тектонические. Породы химкинской свиты залегают полого. Углы падения пород как химкинской, так и подстилающей хейванской свиты составляют преимущественно $5-20^\circ$, гораздо реже — $25-40^\circ$, и только в зонах нарушений или вблизи их углы падения слоев достигают $45-60^\circ$.

Петрохимическая характеристика и реконструкция исходного состава свидетельствуют о том, что породы химкинской свиты относятся к богатым кальцием ($CaO > 5\%$). Среди них выделяются как натриево-магниевый, так и натриево-кальциевый типы умеренной железистости и глиноземистости. Исходными породами были, вероятно, толеитовые и редко субщелочные базальты, андезиты, андезибазальты, туффиты, граувакки. По геохимическим особенностям породы химкинской свиты ближе всего к амфиболитам, входящим в состав колпаковской метаморфической серии [393].

Средние значения плотности пород свиты $2,67 \text{ г/см}^3$, магнитной восприимчивости $201,7 \times 10^{-6}$ ед. СГС, остаточной намагниченности $53,9 \times 10^{-6}$ ед. СГС. Породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев регионального метаморфизма. Минеральные парагенезисы повсеместно соответствуют условиям мусковит-хлоритовой субфации, характеризуюсь ассоциацией хлорита, серицита, эпидота, актинолита, альбита в различных соотношениях.

Учитывая согласное залегание пород химкинской свиты на отложениях хейванской свиты, возраст их принимаем как ранний—поздний мел, предполагая при этом, что большая часть ее разреза является возрастным аналогом пород хейванской свиты. Мощность пород свиты 600 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Алисторский вулканический комплекс пикрит-базальтовый

Алисторская свита ($K_2 al$). Породы свиты развиты на водоразделе рек Юж. Хейван, Алистор, Стопольник, на левом склоне долины р. Поперечная (левый приток р. Колпакова), на водоразделе рек Немтик и Лунтос и в долинах рек Лев. Лунтос и Пеница. Они, как правило, слагают тектонические пластины и блоки. Границы свиты с ниже- и вышележащими породами хейванской и хозгонской свит тектонические. Состав пород свиты — туфы* и лавы метапикробазальтов, метапикритов, metabазальтов, часто преобразованные в хлорит-амфиболовые сланцы. Мощность свиты 600 м.

Пикриты почти всегда интенсивно серпентинизированы с полным замещением оливина и с последующим замещением серпентина волокнистым тремолитом, клинопироксена — шестоватым тремолитом, а также частичным замещением крипчешуйчатого серпентина микропластинчатым пеннином. Из аксессуарных присутствует шпинель. В менее измененных разностях пикритов сохранились вкрапленники диопсида и псевдоморфозы вторичных минералов по оливину. Количественное соотношение основной массы и вкрапленников примерно равное. Метабазальты отличаются от метапикритов повышенным содержанием преобразованного плагиоклаза.

По химическому составу породы свиты соответствуют пикритам, пикробазальтам, базальтам нормального ряда существенно натриевого типа.

Метабазальты и метадолериты, метапикробазальты характеризуются blastoporphиrowой, реликтовой микропорфиrowой структурой. Основная масса преобразована в агрегат разноориентированных призм актинолита, между которыми расположены зерна эпидота, хлорита, лейкоксена, рудного минерала, реликты лейст альбитизированного плагиоклаза.

Хлорит-амфиболовые сланцы имеют фибробластовую, нематобластовую, лепидонематобластовую структуры и сланцеватую, неясносланцеватую, пятнистую текстуры. Основная ткань представляет собой агрегат амфибола, в котором выделяются участки, сложенные хлоритом, актинолитом или карбонатом, хлоритом и амфиболом.

* Здесь и далее все вулканокластические породы традиционно именуются туфами независимо от генезиса и наземной, подводной, глубоководной обстановки их формирования.

Для пород алисторского комплекса характерен парагенезис хлорита и актинолита, присутствует и альбит, что соответствует фации зеленых сланцев регионального метаморфизма.

По данным А. И. Ханчука [122], впервые обосновавшего выделение комплекса, его покровные образования являются фаціальным аналогом химкинской свиты, которая согласно залегает на хейванской свите, ранне-поздне мелового возраста. По материалам И. А. Сидорчука [397], алисторская свита — аналог поздне меловой квахонской свиты. Поэтому покровные образования алисторского комплекса в определенной степени условно датируются как поздне меловые.

Субвулканические образования (ω^1 , $\omega\beta^1\beta^1$, K_2al) комплекса представлены метапикритами, метапикродолеритами, метадолеритами. Они слагают небольшие силлы, штоки, субпластовые тела, дайки, приуроченные к зонам повышенной проницаемости — зонам глубинных разломов и опережающих их разрывов, ограничивающих Срединный выступ метаморфических пород. Площадь субвулканических тел не превышает 15 км². Вмещающими для субвулканических тел являются породы хейванской свиты, камчатской и колпаковской метаморфических серий, с которыми наблюдались рвущие контакты, а в единичных случаях — роговики мощностью первые метры.

Хозгонская свита (K_2hz). Породы свиты развиты в основном на западном и южном, в меньшей мере на юго-восточном обрамлении Срединного выступа метаморфических пород. Свита сложена существенно песчаниками с пакетами и прослоями алевролитов, аспидных и глинистых сланцев, редкими линзами внутриформационных конгломератов и гравелитов, иногда присутствуют прослой туффов, туффитов, яшмовидных пород, метатуффов, кварц-хлоритовых, хлорит-серицит-кварцевых, хлорит-эпидотовых сланцев, микрокварцитов, осадочных брекчий и конгломерат-брекчий, присутствуют редкие потоки базальтов. Контакты с подстилающими образованиями тектонические.

Хозгонская свита расчленена на две согласно залегающие подсвиты: нижнехозгонскую преимущественно песчаниковую и верхнехозгонскую преимущественно алеврито-аргиллитовую. Нижнехозгонская подсвита в ряде мест расчленена на две пачки: первую (песчаники, прослой алевритов и глинистых сланцев, редкие линзы конгломерат-брекчий, конгломератов и гравелитов — 850 м) и вторую (песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, прослой и линзы кремнисто-туфогенных пород — 2300 м). Верхнехозгонская подсвита сложена глинистыми сланцами и алевролитами (преимущественно), реже песчаниками, прослоями кремнистых сланцев, туффитов, псаммитовых туффов, кремнистых алевролитов и аргиллитов с редкими конкрециями кремней и мергелей (1100 м).

Породы хозгонской свиты характеризуются общим низким уровнем метаморфизма зеленосланцевой фации (хлорит-мусковитовая субфация) с минеральной ассоциацией метапелитов - кварц + альбит + хлорит + серицит и альбит + кварц + хлорит + эпидот + актинолит — зеленых сланцев. Для пород хозгонской свиты характерны локальные проявления пластических и хрупких деформаций — гофрировка, микроскладчатость, будинаж и разлинзование, сланцеватость, микроплойчатость, зоны милонитизации, смятия.

Песчаники имеют псаммитовые и бластопсаммитовые структуры, массивные, слоистые и слабо выраженные сланцеватые текстуры. Обломки разноокатанные. Преобладают кварц и плагиоклазы (45–70 %).

Алевролиты обладают алевритовой и бластоалевритовой структурами, линзово-слоистой и слабо выраженной сланцеватой текстурами. По составу кластической части и цементу аналогичны песчаникам.

Глинистые сланцы обладают пелитовой, бластопелитовой структурами, микрослоистой и слабо сланцеватой текстурами. Состоят из пелитоморфного, нередко расслоенного, углисто-глинистого материала с примесью мелких обломков кварца, плагиоклаза и новообразованных мелких чешуек слюды.

Конгломераты и гравелиты псефитовой структуры. Галька представлена кварцем, метапесчаниками, метаалевролитами, андезитами. В гравийном материале встречаются метаалевролиты, метапесчаники, андезиты, микроплочатые серицитовые кварциты, филлиты, туфы и лавы кислого состава, карбонатные обломки, сростки кварца, калишпата и калишпат-пертита, иногда гравийные обломки мелкокристаллического пирита. Базальты обычно афировые, средне-высокотитанистые.

По руч. Хозгон, правому притоку р. Сред. Воровская, в отложениях хозгонской свиты обнаружена фауна иноцерамов, которую Г. П. Терехова и В. М. Гладикова определили как *Inoceramus* ex gr. *schmidti*, *I.* ex gr. *orientalis*., указывающие на поздний сантон-кампанский возраст вмещающих отложений. Из отложений свиты выделены споры и пыльца. И. А. Сиверцевой определены: споры *Selaginella*, *Lycopodium* sp., *Gleichenia* sp., пыльца *Podocarpites* sp., *Triporina* sp., *Tricolpites sagax*, *Polyporites clarus*, *Proteacidites* sp., указывающие на сенман-туронский возраст вмещающих пород. По мнению З. Ш. Соколовой, возраст пород не древнее трона, благодаря присутствию пыльцы *Proteacidites* [393]. Исходя из вышеизложенного, возраст пород хозгонской свиты сантон-кампанский.

Мощность пород свиты не менее 2500 м.

Кунунская свита ($K_2 kn$). Отложения свиты распространены на западных склонах Срединного хребта, в среднем течении рек Воровская, Удова, Коль, Пымта и Кихчик. Свита сложена песчаниками, в меньшей мере алевролитами, аргиллитами, гравелитами, конгломератами, по всему разрезу наблюдаются песчано-карбонатные конкреции.

Литологические разности пород образуют пачки (15–35 м) переслаивания (3–20 см), чередующиеся с пластами и пачками (5–70 м) песчаников, конгломератов и гравелитов, при этом песчаники в разрезе преобладают. Особенностью песчаников являются включения обломков черных аргиллитов размером от 0,1 до 40 мм, что отличает их от песчаников хозгонской свиты. Кроме того, по всему разрезу свиты в песчаниках и алевролитах содержится, и нередко в больших количествах, обугленный растительный детрит.

Для нижних частей разреза свиты характерны пласты и крупные линзы гравелитов и конгломератов. Выше разрез сложен пластами и пачками (5–80 м) песчаников и пачками (5–35 м) переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. Нижняя граница кунунской свиты неизвестна, предполагается согласное залегание ее пород на подстилающей хозгонской свите. Породы кунунской свиты смяты в простые линейные складки с падением пород на крыльях 20–35°, редко до 50°, в приразломных зонах до 70–80°.

Песчаники полимиктовые мелко- и среднезернистые. Обломочный материал хорошо сортирован. Преобладают обломки кристаллов (до 50 %) кварца, альбита, калишпата, биотита, мусковита, хлорита, в меньшей мере – пироксена, граната,

циркона, апатита, сфена, турмалина. Обломки пород представлены андезитами, реже базальтами и дациандезитами, кварцитами, кремнистыми породами, глинистыми сланцами, филлитами, аргиллитами и алевролитами. Угlistое вещество составляет от 3 до 10 %. Алевролиты отличаются преобладанием в кластической части обломков пород главным образом зеленокаменно измененных андезитов. Аргиллиты сложены буроватым тонкодисперсным глинистым веществом. Гравелиты и конгломераты по составу близки к песчаникам.

Средняя плотность (г/см³): песчаников – 2,58, алевролитов – 2,57, аргиллитов – 2,56.

В отложениях свиты обнаружены бентосные фораминиферы: *Bathysiphon vitta*, *Silicobathysiphon gerochi*, *Bogdanovicziella complanata*, *Silicosigmoilina futabaensis*, которые характерны для поздне меловых–палеоценовых стратиграфических подразделений Камчатки. Из образцов керна выделен спорово-пыльцевой комплекс, характеризующийся преобладанием покрытосеменных с доминантой пыльцы *Orbiculapollis globjsus* и н/гр. *Triprojectacites*, характерны *Wodenhouseia*, *Scollardia*, *Loranthacites*, *Proteacidites*, *Ulmoideipites*, *Triatripollenites*, *Tricolpites*, *Pinaceae*, споры *Polypodiaceae*, *Schizaeaceae*. Приведенный комплекс типичен для кампан-маастрихтских отложений. Учитывая микрофаунистические, спорово-пыльцевые определения и положение в разрезе, кунунская свита датируется маастрихтом. Мощность пород свиты 1500 м.

Камчатско-Олюторская зона [4]

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Стеновая серия (K_1st) распространена в Ганальском хребте, в бассейнах рек Стеновая, Прав. Авача, Покосная, Исхаладыч и представлена альбит-хлорит-эпидотовыми, альбит-актинолит-эпидотовыми, альбит-биотит-хлоритовыми, альбит-амфиболовыми, эпидот-амфибол-плагиоклазовыми, амфиболовыми, кварц-плагиоклаз-эпидот-амфиболовыми сланцами, а также маломощными пачками филлитов и редкими линзами карбонатных пород.

Образования стеновой серии слагают тектонические блоки и чешуи и имеют тектонические контакты со стратиграфически выше- и нижележащими образованиями.

В строении серии принимают участие породы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Породообразующими минералами фации зеленых сланцев являются хлорит, эпидот, актинолит. Породы эпидот-амфиболитовой фации представлены плагиоклаз-амфиболовыми разностями. Очень редко в породах, метаморфизованных в фации зеленых сланцев, различаются реликтовые структуры – апомикролитовые, туфовые. По составу породообразующих минералов и их соотношениям в составе пород фации зеленых сланцев выделяются альбит-эпидот-хлоритовые, кварц-эпидот-альбит-хлоритовые, хлорит-актинолит-эпидот-кварц-плагиоклазовые, альбит-эпидот-актинолитовые, альбит-эпидот-хлорит-актинолитовые, альбит-биотит-эпидот-актинолитовые разновидности. К этой же фации относятся филлиты.

К породам эпидот-амфиболитовой фации относятся метаморфические сланцы, среди которых преимущественным распространением пользуются эпидот-амфибол-плаггиоклазовые, амфиболовые, кварц-плаггиоклаз-эпидот-амфиболовые. Породы, как правило, грубополосчатые. Лейкократовая часть сложена гранобластовым плаггиоклазовым плаггиоклазом (олигоклаз, андезин), кварц-плаггиоклазовым агрегатом и удлинёнными по сланцеватости кристаллами роговой обманки. Меланократовые полосы сложены в основном мелкочешуйчатыми пластинками зеленовато-бурого биотита, сине-зеленой роговой обманкой и насыщены мелкими зёрнами рудного минерала. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, рутилом, изредка цирконом и турмалином.

Филлиты — сланцеватые породы с микролепидогранобластовой структурой, сланцеватой текстурой.

По петрохимическим особенностям сланцы основного состава являются аналогами умеренноглиноземистых лейкобазальтов натриевой, реже калиево-натриевой щелочности, сланцы среднего состава аналогичны калиево-натриевым и натриевым высокоглиноземистым андезитам. Реконструкция исходного состава показала, что сланцам основного состава соответствуют базальты, сланцам из полей пород среднего состава — граувакки. Мощность пород стеновой серии более 1500 м.

В породах стеновой серии И. Б. Кистеровой [190] установлены споры и пыльца мел-палеогенового и мезо-кайнозойского облика типа *Sphagnum*, *Gleichenia*, *Aquillapolenites* sp. (индикаторная для верхнего мела). Радиоизотопное датирование цирконов Pb-Pb методом позволяет считать, что возраст метаморфизма пород не менее 90 млн лет [63]. С учетом этих данных возраст пород стеновой серии принимается раннемеловым.

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Вахвинская группа

В вахвинскую группу входят терригенные породы, довольно широко развитые в Восточном хребте. Нижняя граница пород группы не вскрыта. В ряде мест терригенные породы согласно перекрываются (постепенный переход) вулканогенными образованиями позднемелового возраста.

В вахвинскую группу входят: вахвинская и кижиченокская свиты и нижненикольская толща.

Вахвинская свита ($K_{1-2}vh$). Породы свиты широко развиты в Валагинском и Ганальском хребтах в пределах непрерывной полосы шириной от 6 до 8 км, прослеживающейся от верховьев р. Китильгина в юго-западном направлении до истоков р. Кавыча. В хр. Кумроч в вахвинскую свиту с некоторой долей условности выделены терригенные породы, обнажающиеся в среднем течении р. Адриановка, по руч. Тундровый (левый приток р. Адриановка) и в верховье р. Водопадная. Свита представлена сланцеватыми песчаниками и алевролитами, глинистыми сланцами, образующими чаще всего пачки неравномерного переслаивания мощностью от 10–15 до 60–80 м, редко до 250 м. Мощность пластов и пачек песчаников колеблется от 1–2 до 25–30 м, очень редко до 150 м. Мощность прослоев рассланцованных песчаников и глинистых сланцев, участвующих в переслаивании, колеблется от 0,03 до 0,8 м, редко мощность песчаников и алевролитов достигает 1,5 м (в пачках переслаивания). Для пород свиты характерны темно-серая,

черная окраска, четкая слоистость и повсеместное рассланцевание. Метаморфизм пород достигает биотитовой ступени зеленосланцевой фации.

Мощность пород вахвинской свиты более 2000 м.

Песчаники обладают blastopсаммитовой, blastoaleвропсаммитовой, псаммитовой, алевропсаммитовой структурой. Обломочный материал представлен альбитизированным плагиоклазом (10–15 %), кварцем (15–20 %), редко пироксеном, биотитом, сфеном, роговой обманкой, цирконом. Обломки пород (50–60 %) представлены эффузивами, кремнистыми породами, микрокварцитами. Эффузивы перекристаллизованы в хлорит-серицит-альбитовый агрегат. По обломкам пород и минералов развиваются хлорит, альбит, серицит. Цемент серицит-хлоритовый с примесью кварца, альбита, реже хлорита, карбоната.

Глинистые сланцы состоят из пелитового вещества с примесью обломков (до 15–20 %) алевроитовой размерности: кварца, плагиоклаза, кремнистых пород, очень редко циркона, сфена. Пелитовое вещество насыщено углистым и рудным материалом и преобразовано в серицитовый, серицит-хлоритовый агрегат с альбитом, кварцем, реже эпидотом.

Алевролиты: структура алевроитовая, blastoaleвропелитовая, текстура сланцеватая, слоистая. Обломочный материал представлен кварцем (до 40 %), альбитизированным плагиоклазом (5–10 %), рудным, эпидотом, единичными зернами пироксена. Цемент перекристаллизован в хлорит-гидрослюдистый и хлорит-серицитовый агрегат с кварц-альбитовыми, кварц-хлоритовыми обособлениями.

Из отложений вахвинской свиты выделены фораминиферы (определение Н. М. Петриной): *Rhabdammina discreta*, *Rhizammina indivisa*, *Bathysiphon akanosawensis*, *Psammosphaera laevigata*, *Hyperammina* cf. *elongata*, *Hyperamminoides barksdalei*, *Haplophragmoides* cf. *vota*, *Silicosigmoilina* cf. *futbaensis* *Anomalina complanata*.

По заключению Н. М. Петриной, большинство перечисленных видов имеют довольно широкий возрастной диапазон – от апт-альбских отложений раннего мела до самых верхних его горизонтов. Но в составе комплекса также определены виды, встречающиеся в позднем мелу.

Вертикальное распределение перечисленных выше видов позволяет с большой долей условности определить возраст отложений вахвинской свиты в пределах альба–турона, не исключая при этом полностью как более молодого, так и более древнего их возраста.

В верховьях рек Быстрая и Бол. Хапица из отложений свиты выделен спорово-пыльцевой спектр, указывающий на меловой возраст вмещающих пород. В этих точках выделен спектр с преобладанием голосеменных. Для них наряду с формами (*Coniferales*, *Pinaceae*, *Cedrus*, *Podocarpaceae*) характерна однообразная пыльца (*Bennetitales*, *Ginkgoaceae*) и таксодиевые. На втором месте по количеству – покрытосеменные. Состав их очень своеобразен. Наряду с доминирующей пылью *Triatriopollenites* встречены *Orbiculapollis*, *Mancicorpus*, *Wofehouseta*, *Ulmoideipites*, *Pistillipollenites*, а также естественные таксоны *Protheaceae* и *Elytrante striatus* M i t c h.

Из отложений свиты по руч. Водопадный также выделен спектр с преобладанием голосеменных. В этой группе наряду с представителями мешковой пыльцы (*Coniferales*, *Pinaceae*, *Podocarpaceae*) существенная роль принадлежит более древним однообразным формам (*Bennetitales*, *Ginkgoaceae*), также отмечены таксодиевые. На втором месте по количеству – споры. В этой группе больше всего представителей цеапейных, глейхениевых и схизейных. Среди покрытосеменных не встре-

чены естественные таксоны. Пыльца преимущественно трехпоровая, определена как *Triatriopollenites*. Спектры из отложений, развитых в верховье р. Быстрая, Бол. Хапица и р. Водопадная, близки между собой, их возраст, предположительно, поздний мел.

Отложения вахвинской свиты согласно (постепенный переход) перекрываются вулканогенными образованиями китильгинской толщи позднемелового возраста.

Учитывая все эти данные, возраст пород вахвинской свиты определяется как ранне-позднемеловой без уточнения.

Кижиченокская свита ($K_{1-2} k\check{z}$). Породы свиты распространены в Ганальском хребте, в верховьях рек Кижиченок и Стеновая, Бакенинг, Густой Тальник, Быстрая и Прав. Камчатка. Нижняя граница пород кижиченокской свиты не вскрыта, а верхняя определяется согласным (постепенный переход) перекрытием вулканогенными образованиями киргуропской толщи.

Разрез представлен неравномерным переслаиванием рассланцованных песчаников, алевролитов, метапесчаников, метаалевролитов и глинистых сланцев. Мощность литологических разностей пород колеблется от первых сантиметров до нескольких десятков метров. Нередко наблюдаются пачки переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов, имеющих мощность до 150 м, чередующиеся с пластами и пачками песчаников и алевролитов. Мощность пачек литологически однообразных пород достигает 80–100 м. Породы свиты интенсивно рассланцованы (филлиты, филлитовидные сланцы). Для нижней части разреза характерны тонкие (3–10 см) прослой карбонатных пород и послойных линз кварца мощностью 0,1–0,5 м. В нижней части разреза преобладают метаалевролиты и глинистые сланцы, в верхней – песчаники (метапесчаники).

Песчаники и алевролиты (метапесчаники, метаалевролиты) обладают blastosammitовой, blastoaleвропсаммитовой структурой, сланцеватой, волнисто-сланцеватой, в сочетании с микроплойчатой текстурой, обусловленной ориентированным расположением чешуек слюды, углистого и пылевидного рудного вещества. По составу песчаники и алевролиты полимиктовые.

И. А. Сиверцева выделила из отложений кижиченокской свиты споры и пыльцу раннемелового возраста, среди которой определены: споры – *Anemia cooksoni*, *Alisporites*, *Alisporites grandis*, *Granulatisporites* sp., *Pteridium granulatus*, *Trachytriletes trivialis*; пыльца голосеменных – *Picea asiaticus*, *Piceites jacutiensis*, *Piceites scaber*, *Protopicea cerina*, *Podocarpites* sp., *Pseudocarpites gracilentia*, *Coniferales* sp. [152].

З. Ш. Соколова отмечает, что «спектр крайне малочисленный, он некондиционный, и выводы о возрасте вмещающей толщи могут быть только предположительными. На основании вышеизложенного, возраст кижиченокской толщи по выделенным формам определяется как раннемеловой (предположительно)».

Учитывая, что споры *Anemia cooksoni* прослежены до сеномана, возраст вмещающих пород предположительно определяется как ранний–поздний мел.

Нижне никольская подтолща ($K_{1-2} nk_1$) развита на склонах гор Мишенная, Толстый Мыс и Петровская, по правобережью р. Авача вблизи г. Елизово. Кроме того, ее породы вскрыты скважинами в г. Петропавловск и к северу от него. Подтолща сложена метаморфизованными в зеленосланцевой фации песчаниками, алевролитами, метапесчаниками, метаалевролитами и глинистыми сланцами. Породы почти повсеместно рассланцованы, имеют шелковистый блеск по плоскостям сланцеватости. Подошва подтолщи не вскрыта, верхняя граница опреде-

ляется согласным перекрытием кремнисто-вулканогенными образованиями верхненикольской подтолщи.

В г. Петропавловск-Камчатский по метаморфизованным песчано-глинистым отложениям нижненикольской подтолщи пройдена глубокая скважина, которая не «вышла» из этих пород. С учетом этих данных мощность пород подтолщи около 1500 м.

Песчаники и алевролиты полимиктовые бластопсаммитовой, бластоалевропсаммитовой, бластоалевритовой структуры с микролепидогранобластовой структурой связующей массы. Текстура параллельно-сланцеватая, микроплойчатая.

Из отложений подтолщи выделен спорово-пыльцевой спектр, в котором С. М. Горяевой определены: *Polypodiaceae*, *Leotriletes*, *Gleichenia*, *Taxodiaceae*, *Osmunda*, *Sphagnum*, *Lygodium*. Среди голосеменных основной объем занимает пыльца: *Pinaceae*, *Pinus*, *Abies*, *Cedrus*, *Picea*. Единично встречены *Taxodiaceae* и *Ginkgo*. В группе покрытосеменных отмечена пыльца: *Triatriopollenites*, *Tricolpites*. Таким образом, в спектре преобладают споры и среди них древние папоротникообразные растения – представители флоры: *Gleichenia*, *Lygodium*, *Polypodiaceae*, мелкие споры *Leotriletes*. Среди хвойных много пыльцы семейства *Pinaceae*, особенно имеющей молодой облик – это *Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Cedrus*. В то же время в спектре присутствует пыльца покрытосеменных, достигшая расцвета в позднем мелу. На Камчатке подобные спектры с преобладанием спор глейхениевых и сосновых описаны в песчаниковой толще мыса Омгон. Учитывая вышесказанное, можно предположить, что вмещающие отложения формировались в начале позднего мела. Кроме того, И. А. Сиверцева [390] из песчано-сланцевых отложений района г. Петропавловск-Камчатский выделила споры и пыльцу, которые позволяют с долей условности отнести вмещающие породы к меловому возрасту без уточнения.

Ко всему сказанному необходимо добавить, что песчано-сланцевые отложения нижненикольской подтолщи согласно (постепенный переход) перекрываются кремнисто-вулканогенными образованиями верхненикольской подтолщи, из пород которой выделены и определены радиолярии, указывающие на кампанский возраст.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

КИТИЛЬГИНСКИЙ ЛАТЕРАЛЬНЫЙ РЯД ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В состав латерального ряда входят китильгинский, голубовский, киргуропский, верхненикольский вулканические комплексы андезит-базальтовые, развитые в хребтах Кумроч, Валагинский, Ганальский и в районе г. Петропавловск-Камчатский. Их образования согласно залегают на терригенных отложениях нижненикольской толщи, вахвинской и кижиченокской свит.

Китильгинский вулканический комплекс андезит-базальтовый

Китильгинская толща (K_2 kt) развита в северной части Ганальского хребта, в среднем течении рек Эстребокос и Черeboкoш. В Валагинском хребте породы китильгинской толщи прослеживаются от среднего течения р. Кавыча, по ее безымянным правым притокам, через оз. Сево до левобережья р. Китильгина, в

хр. Кумроч они распространены западнее гор Острая и Шиш (бассейны рек Ледниковая, Березнячишковая, Озерная). Породы толщи по всему разрезу зеленокаменно изменены. Залегание пород китильгинской толщи на терригенной вахвинской свите согласное. Постепенный переход между ними изучен по р. Вахвина и по правым притокам р. Кавыча [33, 216, 401].

Нижняя половина разреза толщи сложена агломератовыми, псефитовыми, псаммитовыми, алевроитовыми, пелитовыми туфами базальтового, андезибазальтового, андезитового состава, базальтами, андезибазальтами, реже андезитами, крайне редко кремнями, полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами. В этой части разреза толщи встречаются актинолит-кремнистые, эпидот-актинолит-кварц-альбитовые, кварц-хлорит-актинолитовые сланцы.

Породы образуют пачки неравномерного (0,1–10 м) переслаивания мощностью от 50 до 200 м. Мощность слоев агломератов составляет 5–20, реже 30–35 м, нередко суммарная мощность их при переслаивании достигает 500–600 м. Базальты и андезибазальты, реже андезиты слагают потоки мощностью 5–10, редко 50–70 м. Они обладают чаще всего шаровой и подушечной отдельностью. Часто потоки эффузивов расслаивают агломератовые и псефитовые туфы, реже тонкие туфы и кремнистые породы. Пласты и пачки переслаивания полимиктовых песчаников и алевролитов обычно расслаивают псефитовые туфы или находятся в пакетах и пачках переслаивания псаммитовых, алевроитовых, пелитовых туфов, иногда кремней.

Верхняя часть разреза сложена туфами, туффитами, туфогравелитами, туфо-конгломератами, конгломерато-брекчиями, брекчиями, полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, реже базальтами. Для этой части разреза весьма характерны конгломерато-брекчии и брекчии, в составе которых в большом количестве содержатся обломки раковин устриц. Обломки пород представлены алевролитами, песчаниками, мергелями, кремнями, андезитами, базальтами, диоритовыми порфиритами, погруженными в глинисто-алевропесчаный матрикс. Брекчии и конгломерато-брекчии являются типичными гравитационными олистостромами (микститамы), согласно классификации М. Г. Леонова [60]. Они слагают пласты и линзы мощностью до 10–15, иногда до 80 м. Брекчии и конгломерато-брекчии хаотического сложения, размер обломочного материала в них колеблется от долей сантиметров до 1,0 м. Следует подчеркнуть, что на всех участках (верховье р. Китильгина, левобережье р. Валагина, долины рек Ветловая, Ветловушка, Бол. и Мал. Тальник, Черобокош и Эстребокос, на восточном склоне горы Узкое Место и в хр. Кумроч), где развиты породы верхней части разреза китильгинской толщи, они согласно перекрываются (постепенный переход) терригенными отложениями тальниковской свиты.

Базальты порфиновые, пироксен-плагиоклазовые, реже афировые, миндалекаменные. Андезибазальты и андезиты часто характеризуются серийно-порфировой структурой. Туфы псефитовые, псаммитовые, кристаллолитокластические, редко кристаллокластические базальтового, андезибазальтового, редко андезитового состава.

В отложениях китильгинской толщи на левобережье р. Валагина найдена фауна *Ostrea* sp., *Cardita* sp. (определения З. З. Поярковой), *Liostrea* sp., *Glycymeris* sp. indet., *Gastropoda* gen. ind. — возраст мел-доныне (определения Г. П. Тереховой). Радиологический возраст базальтов составляет 68–86 млн лет (K-Ar).

В хр. Кумроч из образований толщи выделены споры и пыльца, характерные для позднемеловых отложений: *Cingulatisporites* sp., *Pilosisorites* sp., *Foveosporites* sp., *Baculalisporites* sp., *Concavisporites laeviconcavus*, *Selaginella intertexta* [176]. Кроме того, в хр. Кумроч (в блоке, западнее горы Шиш) из самой верхней части разреза китильгинской толщи выделен палинокомплекс, который отражает черты флоры переходного типа от мела к палеоцену [177]. Из этой же части разреза толщи выделены фораминиферы, указывающие на интервал их обитания даний—зеландий, возможно, частично танет.

Учитывая стратиграфическое положение (согласное залегание на ранне-позднемеловой вахвинской свите), данные радиологических определений и позднемеловой палинологический спектр, возраст пород китильгинской толщи принимается как позднемеловой без уточнения.

Мощность толщи 3000 м.

Киргуропский вулканический комплекс андезит-базальтовый

Киргуропская толща (K_2 kg). Образования толщи распространены в бассейнах рек Киргуроп, Кижиченок, Тумрок, Кедровка, Покосная. Они представлены метаморфизованными в фации зеленых сланцев переслаивающимися вулканогенными (преобладают) и терригенными породами, нередко преобразованными в зеленые сланцы. Среди зеленых сланцев встречаются маломощные, многочисленные прослойки микрокварцитов, образовавшихся за счет метаморфизма яшмовидных пород. Породы толщи согласно с постепенным переходом залегают на терригенных отложениях кижиченокской свиты.

Нижняя часть разреза сложена метатufaми, метатuffитами, метапесчаниками, метаалевролитами, кварц-хлоритовыми, кварц-альбит-эпидотовыми, актинолит-хлорит-альбит-эпидот-серицит-кварцевыми, серицит-эпидот-кварцевыми зелеными сланцами, метагравелитами. Породы обладают четкой слоистостью и сланцеватостью. Верхняя часть представлена в разной степени метаморфизованными туфами андезитов, базальтов, смешанного состава, метабазальтами, метаандезитами, метадациандезитами, метадацитами, причем внизу преобладают туфы, а сверху — эффузивы. Редко в разрезе наблюдаются прослойки и пласты (до 5 м) полимиктовых метапесчаников и метаалевролитов, вулканомиктовых метагравелитов. Мощность пластов последних до 8—10 м.

Для пород толщи характерна минеральная ассоциация: альбит + кварц + хлорит + эпидот + актинолит, соответствующая фации зеленых сланцев (зеленосланцевой) регионального метаморфизма.

Возраст пород киргуропской толщи определяется как позднемеловой в связи с согласным залеганием их на ранне-позднемеловой терригенной кижиченокской свите.

Мощность толщи до 2700 м.

Субвулканические образования (αK_2 kg) слагают ряд тел в истоках рек Стеновая, Киргуроп, Вахталка и представлены метаандезитами. Вмещающими являются породы киргуропской толщи. Контакты с вмещающими породами четкие, часто наблюдаются послойные апофизы.

Возраст субвулканических образований, как и пород киргуропской толщи, позднемеловой.

Голубовский вулканический комплекс андезит-базальтовый

Голубовская толща* ($K_2 gl$) развита по правобережью р. Прав. Шапина в бассейнах ручьев Темный, Обрывистый, Голубой, р. Белая, руч. Духтахтыча, Скала. Для пород толщи характерны неравномерные зеленокаменные преобразования. Туфы и туффиты нередко преобразованы в альбит-актинолитовые, кварц-хлорит-актинолитовые, хлорит-кремнистые, актинолит-кремнистые, железисто-кремнистые сланцы. Залегание пластов и пачек пород в основном пологое ($20-30^\circ$).

Нижняя часть разреза (до 800 м) сложена в основном переслаивающимися полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже зеленокаменными туфами псаммитовыми, алевропелитовыми среднего—основного состава, туффитами, пластами и линзами брекчий (олистостромы). Рассланцованные полимиктовые песчаники и алевролиты, а также глинистые сланцы, реже тонкообломочные туффиты образуют пачки (до 200 м) флишеподобного переслаивания. Среди терригенных пород присутствуют прослой тонкообломочных зеленокаменных туфов. Пачки осадочных пород чередуются с пачками переслаивающихся псаммитовых, псаммо-псефитовых, алевритовых и алевро-псаммитовых туфов андезит-базальтового состава. Мощность туфогенных пачек колеблется от 100 до 150 м.

Выше по разрезу голубовская толща сложена кремнями, туффитами, туфами базальтового, андезибазальтового, реже андезитового состава, кремнистыми алевролитами. Характерны кремни и кремнисто-глинистые породы, реже кремнистые алевролиты, что и определяет литологическую особенность толщи. Породы слагают слоистые пачки. Мощность пачек переслаивания кремней, зеленокаменных, псаммитовых, алевро-псаммитовых туфов и кремнистых туфоалевролитов достигает 250 м. Редко среди вулканогенно-кремнистых пород присутствуют пласты (0,5–5 м) полимиктовых песчаников и алевролитов.

Из кремней верхней части разреза Л. Н. Казинцовой (ВСЕГЕИ) выделены радиолярии: *Porodiscus* sp., *Thecosphaera votschvinensis*, *Cromyosphaera tschurini*, обнаруженных в кампан-маастрихтских отложениях Сахалина, Корякского нагорья, Камчатки. В этой же части разреза Н. Н. Литвиновой определены *Thecosphaera gracilis*, *Cromyosphaera vivenkensis*, *C.* cf. *tschurini*, *Cenellepsis heteroforis*, *Dictyomitra* cf. *striata*, *Amphipyndax stocki*. В. В. Вишневецкой [176] из кремней толщи выделены и определены радиолярии *Staurodictya fresnoensis*, *Clathrocyclas hyronia*, *Dictyomitra densicostata*, *D. multicosata*, *Archaedictyomitra regina*. Диапазон обитания этих видов кампан—маастрихт во многих районах Корякского нагорья и Камчатки. Результаты определений радиолярий позволяют датировать породы поздним мелом.

Мощность пород покровной фации голубовского комплекса до 3000 м.

Верхненикольский вулканический комплекс андезит-базальтовый

Верхненикольская подтолща ($K_2 nk_2$). Породы подтолщи распространены на восточном берегу Авачинской бухты, сопке Никольская, на юго-западном склоне сопки Мишенная. Залегают согласно с постепенным переходом на терригенных отложениях нижненикольской подтолщи. Граница между ними проводится по первому пласту или пачке вулканогенных или кремнистых пород,

* В нижнюю часть разреза голубовской толщи введены вулканогенно-осадочные образования, выделяемые предшественниками в духтахтычскую толщу, ограниченно развитую в бассейнах ручьев Широкий, Духтахтыча и р. Белая.

залегающих в основании переходной части разреза. Породы толщи слагают складки с падением пород от 30 до 45–50°, редко 60°.

Нижняя часть разреза сложена зеленокаменно измененными туфами от пелитовой до агломератовой размерности, преимущественно основного состава, подушечными и шаровыми базальтами, долеритами, кремнистыми и зелеными сланцами. Преобладают долериты, базальты и крупнообломочные туфы. Базальты шаровые и подушечные слагают потоки мощностью от первых до нескольких десятков метров. Рассланцованные туфы и кремнистые сланцы слагают пачки неравномерного переслаивания мощностью до 15–20 м. В целом нижняя часть разреза толщи фациально изменчива. Верхняя часть разреза сложена метаморфизованными до степени зеленых сланцев туфами, кремнями и базальтами. Мощность пачек переслаивания (0,01–1,5 м) туфов, кремней и кремнисто-глинистых пород достигает 250 м, мощность потоков базальтов колеблется от 5 до 30–35 м.

Базальты порфировые пироксеновые, плагиоклазовые и оливин-пироксеновые. Мелкообломочные туфы часто превращены в зеленые сланцы.

В псаммитовых и псефитовых туфах обломочный материал представлен андезитами, базальтами, меланократовыми базальтами, вулканическими стеклами, кристаллами плагиоклаза, пироксена.

Из кремней верхненикольской подтолщи, обнажающихся на северном берегу бухты Моховая (район г. Петропавловск), выделены и определены радиолярии *Patulibracchium petroleumensis*, *Crucella espartoensis*, *Histiastrium latum*, *Srongotripus morenoensis*, *Praestylosphaera hastata*, *Theocampe altamontensis* (Campbell et Clark), *Xitus* sp., *Dictyomitra formosa*, *D. densicostata*, *Amphipyndax stocki*, указывающие на кампанский возраст вмещающих отложений.

Субвулканические образования (BK_2nk_2) представлены телами долеритов и базальтов, пространственно сопряженных с вулканическими образованиями верхненикольской толщи. Они образуют послойные инъекции среди кремнистых сланцев и туфов. Площадь их невелика — до 12 км².

Квахонский вулканический комплекс базальтовый

Квахонская свита (K_2kv). Породы свиты обнажены в междуречье Квахона—Платонич; представлены рассланцованными псаммитовыми, псефитовыми, псаммопсефитовыми и агломератовыми туфами, туфоконгломератами базальтового, андезибазальтового, андезитового, редко дацитового состава, встречаются потоки базальтов, андезибазальтов, андезитов, пласты и прослои туффитов, алевролитов. Вулканогенный разрез расслаивается пакетами рассланцованных песчаников и алевролитов. Мощность пакетов переслаивания осадочных пород до 8–10 м. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Мощность пород до 1100 м.

По химическому составу породы квахонской свиты соответствуют базальтам (преобладают), андезибазальтам, андезитами, редко дацитам. Все породы нормального петрохимического ряда с преимущественно натриевым, реже калиево-натриевым типом щелочности, в основном богатые кальцием [393].

Из пород квахонской свиты О. В. Комаровой выделены споры: *Angiopteris* cf. *leimpida*, *Selaginella* cf. *aculeata*, *Selaginella* cf. *rotundiformis*, а также пыльца *Bennettites subcapertus*, *Ginkgo* cf. *tipica*, *Podocarpus* sp. и др., указывающих на раннемеловой возраст вмещающих отложений. По мнению З. Ш. Соколовой, эти формы встречаются и в отложениях позднего мела—палеоцена. И. А. Сидорчуком в породах

свиты найдены неопределимые остатки призматических слоев иноцерамов. Учитывая эти данные, возраст пород покровной фации принимается поздне меловым.

Субвулканические образования ($\beta K_2 kv$) представлены штоками базальтов, распространенными в междуречье Квахона—Платонич. Они прорывают породы квахонской свиты и не встречены в более молодых образованиях. Площадь субвулканических тел не превышает 2–2,5 км².

Ирунейский вулканический комплекс базальтовый

Ирунейская свита ($K_2 ir$). Породы свиты развиты на восточных склонах Срединного хребта, в пределах прерывистой полосы шириной от 1–3 до 10–15 км, протягивающейся от верховий р. Ича на севере до р. Карымчина на юге.

Свита расчленена на две согласно залегающие подсвиты. Нижнеирунейская подсвита представлена преимущественно кремнистыми сланцами, туфогенными алевролитами, туффитами, яшмовидными породами, реже базальтами, андезибазальтами и их туфами. Верхнеирунейская подсвита сложена в основном разнообломочными туфами и лавами базальтов, андезибазальтов, трахибазальтов, редко андезитами, а также туфоалевролитами, туфопесчаниками, кремнистыми алевролитами, кремнистыми сланцами. Нижняя граница пород ирунейской свиты тектоническая. С перекрывающимися вулканогенными породами кирганикской свиты граница согласная (постепенный переход).

Породы хозгонской и ирунейской свит образуют единый латеральный ряд. Об этом свидетельствует наличие в составе хозгонской свиты прослоев, пластов и пачек кремнистых, туфо-кремнистых, яшмовидных пород, туффитов, разнообломочных туфов, потоков базальтов ирунейского облика и наличие среди пород ирунейской свиты пластов и пачек полимиктовых песчаников и алевролитов, аналогичных таковым хозгонской свиты. Органические остатки (микро- и макрофауна), обнаруженные в породах ирунейской и хозгонской свит, указывают на их сантон-кампанский возраст [397].

Для пород ирунейской свиты характерна неравномерная, местами интенсивная дислоцированность. Породы разбиты разрывами на многочисленные блоки, падение пород, как правило, составляет 60–80°, нередко они падают вертикально или опрокинуты, или сложены в крутоставленные складки.

Туфы псефитовые, псефопсаммитовые, псаммитовые, алевропсаммитовые, алевритовые, алевропелитовые, пелитовые.

Туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты характеризуются соответственно псаммитовой, алевритовой, пелитовой структурами. Обломочный материал составляет 20–50 % объема породы.

Кремнистые сланцы и яшмы сложены кварцем с примесью чешуек хлорита, актинолита, серицита, эпидота.

Песчаники полимиктовые, мелко- и среднезернистые.

Базальты, трахибазальты и андезибазальты – порфиоровые породы с вкрапленниками клинопироксена, амфибола, плагиоклаза.

Средняя плотность (г/см³): туффитов и туфопесчаников – 2,78; полимиктовых песчаников – 2,78, алевролитов – 2,72; аргиллитов – 2,65; кремнистых пород – 2,65.

По химическому составу эффузивы и туфы ирунейской свиты относятся к базальтам, трахибазальтам и, редко, андезитами нормального, реже умереннощелочного ряда с натриевым и калиево-натриевым типом щелочности.

В образованиях ирунейской свиты, в бассейнах рек Лев. Андриановка и Сред. Воровская и других местах найдены *Inoceramus* ex gr. *orientalis*., *I.* ex gr. *schmidti*, указывающие на сантон-кампанский возраст вмещающих пород. На правобережье руч. Граматинский в породах ирунейской свиты обнаружены фораминиферы *Bathysiphon alexanderi*, *Saccamina sphaerica*, *Psammospaera laevigata*, *Haplophragmoides* cf. *horridus*, *Ammomarginulina crista*, *Labrospira* cf. *pacifica*. Эти формы имеют возрастной диапазон верхний турон–даний [393]. На основании всех этих данных возраст пород ирунейской свиты сантон-кампанский.

Мощность 3000 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ПАЛЕОЦЕН

Тальниковская свита (K_2 – P_1t). Породы свиты развиты в южной части хр. Кумроч, западнее горы Острая и горы Шиш. В Валагинском хребте они распространены в верховье рек Китильгина, Валагина, Ветловая, по Бол. Тальнику и Мал. Тальнику. В Ганальском хребте породы свиты обнажаются в верхних участках долины рек Черобокош, Эстребокос и Кижиченок.

Строение свиты однообразное. Повсеместно нижняя часть разреза сложена преимущественно песчаниками (85–90 %), которые расслаиваются прослоями и пластами алевролитов, реже аргиллитов, гравелитов, брекчий и конглобрекчий. В породах устанавливаются градационные текстуры, нередко гиероглифы в основании прослоев и пластов песчаников. Для нижней части разреза весьма характерны линзы, пласты и пачки гравитационных олистостром, мощность которых в основном колеблется от 3–5 до 20–25 м, но нередко отдельные пачки достигают мощности 60–80 м. Мощность песчаниковой части разреза 800–850 м. Выше свита сложена преимущественно слоистыми алевролитами с редкими маломощными (0,01–1 м) прослоями мелкозернистых песчаников. Мощность существенно алевролитовой части разреза около 400 м. Повсеместно породы тальниковской свиты залегают согласно (постепенный переход) на вулканитах китильгинской толщи. Постепенная смена вверх по разрезу от вулканитов китильгинской толщи в терригенные отложения тальниковской толщи происходит в интервале 200–300 м.

В Ганальском и Валагинском хребтах породы тальниковской свиты смяты в складки с падением пород на крыльях 20–40°. В хр. Кумроч падение пород пологое (5–20°), и только в передовой части хребта наблюдаются крутые и опрокинутые залегания пластов [59, 403].

Песчаники и алевролиты полимиктовые. Состоят они из обломков кварца (до 40–50 %), полевых шпатов (20–25 %). Присутствуют вулканическое стекло, эффузивы, аспидные, хлорит-серицитовые, кварц-биотитовые, глинистые, углесто-глинистые сланцы, реже зерна микропегматита, граната, магнетита, эпидота, калишпат-пертита, единичные зерна пироксена, сфена, роговой обманки.

Брекчии и конгломерато-брекчии (гравитационные олистостромы) хаотического сложения состоят из обломков плагиоклазовых, пироксеновых, пироксен-оливиновых базальтов, плагиоклазовых, пироксен-плагиоклазовых, пироксен-роговообманковых андезитов, вулканомиктовых и полимиктовых песчаников и алевролитов, кремней, мергелей, диорит-порфиритов.

Из отложений свиты выделены фораминиферы: *Bathysiphon eocenicus*, *Silicobathysiphon dubia longolocolus*, *Saccamina orbiculata*, *Ammodiscus cretaceus*,

Glomospira corona, *Haplophragmoides kirki*, *Asanospira akkeshiensis*, *Ammomarginulina crispa*, *Boliviniopsis rosula*, *Trochammina* cf. *boehmi*, *Rzehakina epigona*, *R. inclusa*, *Silicosigmoilina perplexa*. Интервал обитания перечисленных видов даний—танет.

В выделенных из отложений свиты палиноспектрах доминирует пыльца покрытосеменных — 75 % над пыльцой голосеменных — 19 % и спор — 6 %, здесь же присутствуют диноцисты, акритархи. Встречаются типичные формы позднемеловой флоры — *Triprojectus*, *Aquilapollenites*, *Orbiculapollis globosus*, предковые формы ныне живущих представителей тропиков и субтропиков *Loranthacites*, *Proteacidites*, *Anacolocidites*, пыльца *Triatriopollenites* и *Triporopollenites*. Разнообразна пыльца сем. Juglandaceae, Ulmaceae, Mucicaceae, Fagaceae — представителей теплолюбивой широколиственной флоры.

На основании вышеперечисленных органических остатков возраст тальниковской свиты поздний мел—палеоцен.

ХАПИЦКИЙ ЛАТЕРАЛЬНЫЙ РЯД ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В состав ряда входят вулканические комплексы: хапицкий трахибазальт-андезит-базальтовый, попутновский пикрит-трахибазальт-базальтовый, кирганикский трахибазальтовый.

Хапицкий вулканический комплекс трахибазальт-андезит-базальтовый

Хапицкая свита (K_2-P_1 hp) развита в осевой части хр. Кумроч в пределах полосы шириной до 3 км, прослеживающейся от горы Шиш через гору Острая, среднее течение рек Тополовая, Петухова и Аласная. На восточных склонах хребта породы свиты распространены в среднем течении рек Адриановка и Быстрая, в верховьях рек Юртишкина, Алешкина, Бекеш, Прав. Бушуйка. В хр. Тумрок вулканы хапицкой свиты распространены в верховьях рек Андриановка, Лев. Щапина, Толбачик и по руч. Обрывистый. Свита полифациальна с существенными латеральными вариациями строения [105, 402].

Породы свиты дислоцированы неравномерно. Местами они смяты в крутые складки субмеридионального направления с углами падения пород на крыльях в основном 60–70°, до вертикальных и опрокинутых, разбиты вертикальными нарушениями на блоки и расчешуены надвигами.

В осевой части хр. Кумроч свита сложена главным образом агломератовыми, псефитовыми, псаммо-псефитовыми туфами базальтового, трахибазальтового, андезибазальтового состава, туфоконгломератами, в меньшей мере, потоками базальтов, трахибазальтов, андезитов, трахиандезитов и в незначительной мере кремнями и кремнистыми алевролитами. Пачки агломератовых туфов достигают мощности 500 м, мощность отдельных пластов их составляет 30–40 м; мощность потоков эффузивов колеблется от 5 до 15 м, чередуясь между собой и с агломератами, они образуют пачки до 170–200 м.

На восточных склонах хребта хапицкая свита представлена псефитовыми, псаммитовыми и алевритовыми туфами основного и, редко, среднего состава, кремнями, кремнистыми алевролитами и аргиллитами, вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами. Потоки агломератовых туфов и эффузивов основного и среднего состава редки, и мощность их не превышает 10 м.

В хр. Тумрок хапицкая свита сложена преимущественно агломератовыми и псефитовыми туфами базальтового и смешанного (базальтового, трахибазальтового и трахиандезитового) состава, пачками переслаивания псефитовых, псаммитовых туфов, вулканомиктовых гравелитов и песчаников, пачками переслаивания песчаников и алевролитов, редко — потоками базальтов, трахибазальтов, андезибазальтов, андезитов. Характерной особенностью свиты является наличие в ее разрезе пачек и линз гравитационных олистостром хаотического сложения, состоящих из обломков и глыб базальтов, трахибазальтов, трахиандезитов, псефитовых и псаммитовых туфов, алевролитов, кремней, песчаников, редко мергелей. Мощность пластовых тел олистостром колеблется от 5 до 80–85 м.

Базальты и трахибазальты крупнопорфировые, часто с миндалекаменной текстурой. Во вкрапленниках плагиоклаз, оливин, моноклинный пироксен. Андезиты и трахиандезиты с вкрапленниками плагиоклаза, роговой обманки, моноклинного пироксена.

Туфы агломератовые, псефитовые, псаммитовые, по составу базальтовые и трахибазальтовые, андезибазальтовые, андезитовые, трахиандезитовые.

Кремни тонкослоистые состоят из кварцевого, кварц-халцедонового, халцедонового агрегата с примесью глинистого вещества и пирокластики.

Вулканиды хапицкой свиты относятся к породам нормального и умеренно-щелочного ряда с калиево-натриевым, реже — натриевым типом щелочности. Из отложений свиты выделены споры и пыльца. Во всех группах спор и пыльцы отмечается сочетание типично мезозойских и кайнозойских форм, что характерно для флор переходного типа от мезозоя к кайнозою. Спектры подобного состава встречаются в возрастном диапазоне от позднего мела до эоцена.

Из пород свиты выделены фораминиферы: *Bathysiphon eocenicus*, *Saccamina orbiculata*, *Carpathiella ovulum*, *Ammodiscus glabratus*, *Glomospira corona*, *Recurvoides cf. pseudoregularis*, *Asanospira akkeshiensis*, *Cyclammina akkeshiensis*, *Silicosigmoilina compacta*. Комплексы фораминифер характеризуют стратиграфический интервал — даний—зеландий, возможно, частично танет. На основании вышеизложенного, а также учитывая находки позднемеловых радиолярий и остатки иноцерамов в породах свиты, развитых в других районах Восточной Камчатки, возраст вмещающих отложений поздний мел—палеоцен.

Субвулканические образования ($\alpha K_2-P_1 hp$) прорывают породы хапицкой свиты. Они сложены роговообманковыми, роговообманково-пироксеновыми, роговообманково-биотитовыми андезитами, трахиандезитами, имеют близкую к изометричную форму, достигая в поперечнике 1–1,2 км.

Попутновский вулканический комплекс пикрит-трахибазальт-базальтовый

Попутновская толща ($K_2-P_1 pp$). Вулканогенные образования попутновской толщи широко развиты в хр. Валагинский (бассейны р. Ипуин, ручьев Дальний, Темный), в хр. Широкий (бассейны рек Савульч, Урц, Вершинная, ручьев Озерный и Ягельный), а также в хр. Тумрок, в верховье рек Адриановка и Толбачик. Особенностью толщи является наличие в ее составе ультраосновных вулканитов — пикритов. Разрез толщи представлен чередованием разнообломочных туфов и лав базальтового, меланобазальтового состава нормальной и повышенной щелочности. В незначительном количестве присутствуют андезиты и трахиандезиты, приуроченные преимущественно к верхним частям разреза. Характерно

присутствие в разрезе разновидностей пород, промежуточных между базальтами и пикритами. Это пикробазальты и авгититы. Туфы и лавы авгититов всегда ассоциируют с туфами пикритов — подстилают их либо с ними переслаиваются. Обломки авгититов встречаются и в туфах пикритов.

В хр. Широкий толща сложена туфами базальтового и пикритового состава, расслоенных потоками пикритов и трахибазальтов, пластами и пачками туфоконгломератов, туфогравелитов и гравитационных олистостром. Мощность пачки ультраосновных вулканитов в этом районе составляет 100–110 м.

Верхние части разреза толщи хр. Широкий сложены в основном грубыми агломератовыми туфами пироксеновых, плагиоклаз-пироксеновых, реже оливин-пироксеновых базальтов нормального и субщелочного рядов, потоками базальтов и трахибазальтов.

К северу от руч. Темный (Валагинский хребет) расположено основное поле пород попутновской толщи. Разрез здесь также полифациален и представлен в основном агломератовыми туфами и шаровыми лавами базальтов и трахибазальтов. В районе горы Хребтовая разрез представлен туфами и лавами пикритов* общей мощностью 350–400 м. Дислоцированность пород неравномерная, на отдельных участках весьма высокая. Породы разбиты разрывами на различно ориентированные блоки, для них характерны зоны дробления и какиритизации. В хр. Тумрок толща представлена чередованием лав и туфов базальтов, в верхних частях разреза которых присутствуют прослои шаровых лав и туфов пикритов.

Мощность попутновской толщи не менее 1800 м.

Базальты и трахибазальты порфировые, нередко миндалекаменные, выделяются их оливиновые, оливин-пироксеновые, плагиоклаз-пироксеновые разновидности. В меланобазальтах и пикробазальтах вкрапленники представлены клинопироксеном либо клинопироксеном и оливинном.

Андезиты и трахиандезиты порфировые, полифиоровые с вкрапленниками плагиоклаза, клинопироксена, роговой обманки.

Пикриты представлены оливиновыми, пироксен-оливиновыми, амфибол-пироксен-оливиновыми и флогопит-амфибол-пироксеновыми разновидностями.

Туфы существенно варьируют по размерности обломков от грубых агломератовых до мелкозернистых литокристаллокластических. По составу обломочного материала достаточно однородны в пределах отдельных горизонтов.

По химическому составу базальты преимущественно относятся к умеренно-щелочному калиево-натриевому ряду. Пикриты в основном высокомагнезиальные (до 34 вес. %), характеризуются широкими вариациями щелочей от низко- до высокощелочных разновидностей [65].

В отложениях попутновской толщи, в истоках р. Лев. Жупановая обнаружены остатки устриц плохой сохранности [338]. А. П. Ильина (ВНИГРИ) отмечает, что одна раковина похожа на *Exogyra kuloni* из верхнемеловых отложений Европы, но вероятно, встречается и в палеоцене. Н. А. Чельцова (МГУ) считает эту фауну стоящей ближе всего к группе *Pycnodonta* ex gr. *similis*, обитающей в верхах маастрихта — дании. Возраст попутновской толщи принимается поздний мел—палеоцен.

* При средне- и крупномасштабном картировании пикриты и их туфы выделены в хребтовскую толщу.

Субвулканические образования (ω , $\tau\beta$ K_2-P_1 pp) развиты в хребтах Широкий, Валагинский и Тумрок. Они представлены силлами, дайками и диатремами пикритов и пикритовых брекчий, дайками и силлами трахидолеритов, базальтов.

Ультраосновные субвулканические тела (пикриты и пикритовые брекчи) (ωK_2-P_1 pp) ассоциируют с ультраосновными, реже основными вулканитами.

В хр. Широкий силлы и дайки массивных пикритов, а также диатремы, сложенные их туфами, концентрируются в районе горы Савульч. Их тела внедрены в базальтовые туфы, а также в туфы пикритов и авгитов. Субвулканические тела представлены силлами и изометричными штоками массивных пикритов, мощность силлов до 15 м, диаметр штоков до 20 м, размер диатрем – десятки метров в поперечнике.

В хр. Валагинский силлы и дайки массивных пикритов развиты в районе горы Хребтовая в поле развития ультраосновных вулканитов, а также северо-западнее горы Попутная и на левом склоне долины р. Ипуин, где прорывают туфы попутновской толщи. Мощность их составляет 40–50 м.

В нижнем течении р. Перевальная расположено тело ($2 \times 0,5$ км) пикритовых брекчий, которое предположительно рассматривается как диатрема. Диатремы меньших размеров образуют широко распространенную группу тел ультраосновных вулканитов в районе горы Попутная. Это изометричные или удлиненные в плане тела [65], размеры которых варьируют от 70×35 до 250×150 м. На геологической карте эти тела не показаны ввиду малых размеров.

Диатремы сложены брекчиями пикритов, состоящих из обломков зачастую миндалекаменных пикритов, сцементированных мелкообломочной туфовой массой. В обломках оливиновые, в меньшей степени пироксен-оливиновые и значительно реже гранат-оливиновые пикриты, пикробазальты, авгититы. В брекчиях некоторых диатрем присутствуют обломки полнокристаллических гипербазитов – оливинитов, верлитов; плагиоклаз-пироксеновых и пироксеновых базальтов. Тела пикритовых брекчий всегда значительно серпентинизированы.

Пикриты субвулканических тел – дайки и силлы – порфировые с миндалекаменной текстурой. В диатремах они представлены оливиновыми (преобладают), пироксен-оливиновыми разностями, в силлах и дайках, помимо перечисленных, встречаются флогопитовые и амфиболовые разновидности.

Трахидолериты и трахибазальты слагают силлы и дайки в вулканитах попутновской толщи, в хребтах Тумрок, Валагинский и Широкий, их мощность до 30–35 м.

Кирганикский вулканический комплекс трахибазальтовый

Кирганикская свита (K_2-P_1 kr). Породы свиты развиты на восточных склонах Срединного хребта, в бассейнах рек Андриановка, Прав. Кирганик и Лев. Кирганик, в истоках р. Богдановская, по р. Шаромская и на правобережье р. Плотникова. Характерная особенность пород свиты – наличие умереннощелочных и щелочных пород. Разрез представлен переслаивающимися туфами и лавами трахибазальтов, базальтов, реже трахиандезитов; лейцитовых тефритов, лейцититов, анальцимовых базальтов; присутствуют также туфопесчаники, туфоалев-

ролиты, туфогравелиты, туффиты, гравитационные олистостромы. На подстилающих образованиях ирунейской свиты породы кирганикской свиты залегают согласно и согласно перекрываются (постепенный переход) осадочными отложениями благовидовской толщи.

Свита полифаціальна. Литологические разности пород свиты сменяют друг друга по латерали.

Породы свиты неравномерно, местами интенсивно дислоцированы, смяты в складки и разбиты многочисленными разрывными нарушениями на блоки.

Мощность пород свиты до 3000 м.

Трахибазальты, трахиандезибазальты и базальты порфиновые с вкрапленниками клинопироксена, оливина, амфибола, плагиоклаза, магнетита, апатита. Лейцититы, лейцитовые тефриты – порфиновые породы. Вкрапленники (20–25 %) – авгит, эпилейцит, псевдолейцит, магнетит, плагиоклаз. В анальцимовых базальтах наряду с вкрапленниками клинопироксена присутствует анальцит.

Трахиандезиты характеризуются наличием во вкрапленниках ортоклаза, плагиоклаза, клинопироксена, биотита, роговой обманки.

Туфы представлены разностями от пелитовых до агломератовых. По составу обломков выделяются витрокристаллокластические, витролитокристаллокластические, витрокристаллолитокластические. Кластическая часть сложена вышеописанными эффузивами, клинопироксеном, магнетитом, стеклом, плагиоклазом. В кристаллокластических разностях клинопироксен и иногда плагиоклаз составляют до 50–80 % обломков.

Туфопесчаники, туфоалевролиты характеризуются псаммитовой, алевропсаммитовой, алевритовой структурами, массивными, грубослоистыми текстурами. Обломочный материал представлен клинопироксеном, плагиоклазом, кварцем, роговой обманкой, эффузивами, алевролитами, аргиллитами.

Образования кирганикской свиты характеризуются положительным полем силы тяжести. Плотность (г/см³): туфов псаммитовых смешанного состава – средняя 2,71, трахибазальтов – 2,88, туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов – 2,79.

Химический состав пород свиты свидетельствует о преобладании в ее составе базальтов повышенной калиевой щелочности.

В породах средней части разреза свиты обнаружены радиолярии: *Stylosphaera* cf. *pusilla*, *Spongurus* sp., *Porodiscus cretaceus*, *Orbiculiforma quadrata*, *Stylodruppa bifascicula*, *Clathrocyclus hyronia*, *Stichomitra communis*, *Amphipyndax stocki*, указывающие на кампан-маастрихтский возраст вмещающих отложений. Из пород этой же части разреза выделен палионологический спектр. В группе спор определены: *Acantotriletes*, *Camptotriletes*, *Chomotriletes*, *Gleichenia*, *Schizaea*, *Anemia*, *Lygodium*, *Cyathea*, *Osmunda*, *Sphagnum*, пыльца представлена *Protoconiferales*, *Ginkgoales*, *Polyporites*, *Tricolpites*, *Protheacidites*, *Triprojectacites*. Приведенный спектр позволяет датировать породы свиты поздним мелом.

Из отложений верхней части разреза свиты выделены три комплекса бентосных фораминифер: I комплекс полностью соответствует уровню III лоны опорного Ильпинского разреза (палеоцен); II комплекс также типичен для палеоценовых отложений; III комплекс также не содержит видов, указывающих на позднемеловой возраст вмещающих отложений. Возраст пород верхней части разреза кирганикской свиты определяется как палеоценовый.

Учитывая данные по радиоляриям, спорам и пыльце, а также по бентосным фораминиферам, возраст пород кирганикской свиты принимается как позднемеловой—палеоценовый, возможно, маастрихт-датский.

Субвулканические образования (β , $\tau\beta$, $\tau\alpha$ K_2 — P_1 *kr*) развиты в междуречье Саранская—Хим, в верховье р. Ича, в истоках рек Богдановская, Сред. Богдановская, в нижнем течении рек Добрая и Благовидовская. Формы тел — силлы и штоки. Они сложены базальтами, трахибазальтами и трахиандеизибазальтами. Вмещающими являются породы кирганикской и ирунейской свит.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ПАЛЕОЦЕН

Благовидовская толща (P_1 *bl*). Отложения толщи слагают тектонические блоки в долине р. Благовидовская, в бассейнах среднего течения рек Прав. Кирганик, Андриановка, в верховьях р. Шаромская, в междуречье Андриановка—Кирганик.

Толща сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами, редко в разрезе встречаются пласты гравелитов и конгломератов мощностью до 3 м и конкреции известковистых песчаников. Породы слоистые, содержат обугленный растительный детрит, редкие конкреции карбонатных песчаников. Нередки в разрезе толщи пласты и пачки серых средне- и мелкозернистых массивных и слоистых песчаников и черных алевролитов и аргиллитов. Мощность их пластов колеблется от 3—5 до 10—15 м. Породы благовидовской толщи согласно залегают (постепенный переход) на вулканогенных образованиях кирганикской свиты.

Песчаники и алевролиты полимиктовые.

Мощность пород толщи 700 м.

В отложениях толщи на правобережье р. Благовидовская собрана фауна *Corbicula snatolensis*, обычная для раннего эоцена Западной Камчатки. Здесь также собрана флора, из которой вид *Ulmus furcinervis* сопоставляется с подобным из даний-палеоценовых отложений Приморья и позднемаастрихт-раннедатских пород Сахалина. В этом же поле распространения пород благовидовской толщи собрана флора, представленная видами: *Lygodium* sp. indet., *Equisetum arcticum*, *Sequoia hastigiata*, *Glyptostrobus europaeus*, *Monocotyledoues* gen. et sp. indet., *Trochodendroides* sp. indet., *Phyllites* sp. indet., *Trochodendroides arctica*. Часть этих видов обнаружена в палеоцене и эоцене других районов Камчатки. Определенный здесь *Platanus* cf. *newberryana* описан в палеоценовых отложениях Приморья [393].

Учитывая определения фауны и флоры, а также согласное залегание пород благовидовской толщи на позднемеловых—палеогеновых вулканогенных образованиях кирганикской свиты, возраст толщи принимается как палеоценовый.

Дроздовская группа

В дроздовскую группу входят терригенные дроздовская и станиславская свиты.

Дроздовская свита (P_1 *dr*). Отложения свиты широко развиты в верховьях рек Тополовая, Аласная, Бекеш, Юртишкина, Алешкина, Дроздовского. Свита сложена в основном песчаниками, алевролитами и аргиллитами, реже мергелями,

известняками. На некоторых уровнях разреза наблюдается повышенная карбонатность, выражающаяся в появлении карбонатных песчаниковых стяжений и конкреций мергеля. Характерно обилие углефицированного растительного детрита, наличие линзочек и галечек черного блестящего угля. Породы слагают пачки ритмичного флишoidalного переслаивания. В породах хорошо выражена градиационная слоистость, довольно часты гиероглифы в основании пластов песчаников. Породы дроздовской свиты согласно залегают на разных фациях вулканитов хапицкой свиты. Контакт резкий, без следов размыва. В основании свиты залегают слоистые алевролиты, мощность которых колеблется от первых до 150 м. Они содержат прослой (0,05–0,2 м) мелко-, среднезернистых песчаников с конкрециями (до 0,6–0,7 м) мергелей. Нередко мергели слагают прослой и линзы мощностью до 0,15 м.

Породы дроздовской свиты интенсивно дислоцированы. Они сложены в узкие линейные складки с падением пород на крылья, как правило, 60–70°, нередко наблюдаются опрокинутые залегания пластов, изоклинальные складки и складки волочения.

Песчаники и алевролиты свиты исключительно полимиктовые, псаммитовой и алевро-псаммитовой структуры.

Из отложений дроздовской свиты выделен богатый комплекс фораминифер, указывающих на палеоценовый возраст вмещающих отложений. Характерными видами являются: *Rhizammina indivisa*, *Bathysiphon nodosariaformis*, *B. alexanderi*, *Ammomarginulina crispa*, *Trochammina boehmi*, *T. yubarensis*, *T. wetteri senonica*.

Палинокомплекс, выделенный из пород свиты, характеризуется преобладанием пыльцы покрытосеменных с доминирующей ролью формальных таксонов, в частности, стеммы *Postnormapollis*, постоянно присутствуют *Orbiculapollis*, *Triporopollenites*, *Tricolpites*, *Tricolporopollenites*. Среди естественных таксонов – *Juglandaceae*, *Myrica*, *Quercus*, *Alnus*, *Ulmaceae*, *Proteacidites*. В группе спор преобладают *Polypodiaceae*, *Gleicheniaceae*, *Schizeaceae*, *Leitritetes*, свидетельствующие о палеоценовом возрасте пород.

По комплексу органических остатков возраст дроздовской свиты палеоценовый.

Станиславская свита (P₁ st). Породы свиты развиты в бассейнах рек Станиславская и Голубая, Дроздовская, Тайонская, в среднем и верхнем течении р. Пятая, в верховьях рек Третья и Прав. Бушуйка. С породами хапицкой и дроздовской свит отложения станиславской свиты имеют тектонические контакты. Породы ветловской и станиславской свит связаны между собой скорее всего фациальными взаимопереходами, на что указывают переслаивающиеся гравийные песчаники и гравелиты (станиславская свита) с алевролитами, кремнистыми алевролитами и кремнями (ветловская свита).

В нижней половине разреза свита сложена однородными по составу и текстурно-структурным особенностям песчаниками, почти всегда содержащими примесь гравийного материала, гравелитами, реже конгломератами, алевролитами, аргиллитами, кремнистыми алевролитами, гравитационными олистостромами. В песчаниках, алевролитах и аргиллитах присутствует обугленный растительный детрит. Породы неслоистые, плохосортированные, неравномернозернистые с примесью гравия и гальки кремнистых пород, эффузивов, алевролитов и аргиллитов.

Верхняя часть разреза сложена песчаниками с прослоями алевролитов, содержащими линзы и пласты гравийных песчаников и гравелитов, реже аргиллитов.

Породы характеризуются четкой слоистостью, содержат конкреции мергелей, карбонатных песчаников и обугленный растительный детрит по плоскостям напластования.

Породы станиславской свиты интенсивно дислоцированы, разбиты разрывными нарушениями на блоки. Углы падения пластов, как правило, составляют 60–70°, части опрокинутые залегания слоев.

Мощность свиты до 2500 м.

Песчаники и гравелиты свиты состоят из обломков эффузивов (до 60–65 %), вулканического стекла, аргиллитов, алевролитов, яшм, кремней, глинисто-кремнистых пород (15–20 %), диоритовых порфиритов, микродиоритов (1–3 %), серпентинитов и измененных пород: эпидот-хлорит-альбитовых, кварц-эпидотовых, эпидотовых, пумпеллиитовых, хлорит-серицит-кварцевых и др.; кварцитов, гранитоидов, кристаллических и глинистых сланцев. Алевролиты по составу аналогичны песчаникам.

Возраст отложений станиславской свиты обоснован результатами определенных спор, пыльцы и бентосных фораминифер. Палинокомплекс достаточно кондиционный с неустойчивым соотношением пыльцы покрытосеменных и голосеменных при подчиненности спор. Сочетание типично мезозойских и кайнозойских форм в комплексе характерно для раннекайнозойской флоры и позволяет отнести комплекс к палеоцену.

Комплекс бентосных фораминифер, выделенных из отложений станиславской свиты, представлен видами: *Rhabdammina discreta*, *Rhizammina indivisa*, *Bathysiphon alexanderi*, *B. nodosariaformis*, *Saccamina orbiculata*, *Psammosphaera laevigata*, *Bogdanovicziella complanata*, *Haplophragmoides* cf. *formosus*, *Recurvoides* cf. *pseudoregularis*, *Ammomarginulina crispa*, *Asanospira akkeshiensis*, *Cyclammina akkeshiensis*, *Trochammina boechmi*, *T. bullata*, *Chilostomella* sp. indet. Эти же виды описаны в отложениях хапицкой, дроздовской свит и ветловской серии и не позволяют конкретизировать возраст станиславской свиты. Принимая во внимание весь комплекс данных, возраст отложений станиславской свиты принимается палеоценовым.

ПАЛЕОЦЕН–ЭОЦЕН

Ветловская серия (P₁₋₂ vt). В хр. Кумроч породы ветловской серии распространены на побережье Камчатского залива, прослеживаясь от северной рамки листа до нижнего течения р. Быстрая. В Валагинском хребте они развиты в бассейнах рек Константиновская, Лев. Корниловская, Прав. Корниловская, в верховьях рек Кавыча и Мальцевская. На Шипунском полуострове и к западу от него значительные по площади выходы пород ветловской свиты распространены в междуречье Вахили и Островной.

Повсеместно нижняя и верхняя границы серии тектонические, и чаще всего они сопровождаются зонами меланжей. Породы интенсивно дислоцированы, разбиты многочисленными нарушениями на блоки, падение пород, как правило, 60–70°, до вертикальных, нередко опрокинутые залегания пластов, многочисленные изоклинальные складки и складки волочения, меланжи. Особенно интенсивно зоны меланжа проявлены западнее Шипунского полуострова (междуречье Вахили и Островной) и в хр. Валагинский на контакте пород ветловской серии и вахвинской свиты. В хр. Кумроч зоны меланжа, среди поля развития пород ветловской серии, распространены по руч. Встречный (правый приток р. Третья), по рекам

Четвертая, Бусселя и Очередная. Здесь же по р. Очередная резко увеличивается количество базальтов, с которыми сопряжены линзы красных яшм и пелитоморфных известняков.

Нижняя (предположительно) часть разреза серии сложена переслаивающимися кремнями, кремнистыми алевролитами и аргиллитами, красными яшмами, известняками, реже полимиктовыми песчаниками, аргиллитами, базальтами, пикробазальтами, пикритами и марганцевыми рудами. Последние слагают редкие линзы мощностью до 10–15 м, прослеженной протяженностью 35–40 м.

Верхнюю (также предположительно) часть разреза серии слагают алевролиты, аргиллиты, кремнистые алевролиты и аргиллиты, песчаники, пепловые туфы, мергели, переслаивающиеся между собой. По всему разрезу распространены прослои и конкреции серых мергелей, известняков и линзы кремней.

В хр. Кумроч ветловская серия расчленена на две толщи, в хр. Валагинский — на три, отличающиеся между собой по преобладанию в своем составе тех или иных разновидностей пород.

Мощность ветловской серии 4500 м.

Базальты афировые, реже порфировые. Во вкрапленниках плагиоклаз, оливин и титан-авгит. Кремни состоят из халцедон-кварцевого агрегата с примесью глинистого вещества. Яшмы сложены криптокристаллическим кварцем, халцедоном, гематитом, глинистым веществом и многочисленными остатками радиолярий, замещенных халцедоном. Кремнистые аргиллиты и алевролиты состоят из халцедона (30–50 %) и глинистого вещества (до 45 %). Песчаники полимиктовые. Пепловые туфы сложены рогулками цеолитизированного стекла с примесью обломков эффузивов, плагиоклаза, пироксена и биотита.

Базальты серии существенно натриевые, редко калиево-натриевые, средне- и высокотитанистые.

Из отложений ветловской серии выделены бентосные фораминиферы: *Bathysiphon alexanderi*, *B. vitta*, *Silicobathysiphon dubia*, *Saccamina orbiculata*, *Ammodiscus glabratus*, *Glomospira corona*, *Haplophragmoides glabratus*, *H. kirki*, *Ammomarginulina crista*, *Asanospira akkeshiensis*, *Spiroplectammina* cf. *variabilis*, *Trochammina boehmi*, *T. bullata*, *T. wetteri senonica*, *Rzehakina epigona*, *Silicosigmolinita futabaensis*. Все перечисленные виды характерны для палеоцена. Присутствие *Rzehakina epigona* позволяет ограничить нижний предел возрастного диапазона комплекса данием. Вид *Glomospira corona* является индекс-видом для танетского яруса. Разнообразие представителей рода *Trochammina* также характерно для этого интервала.

А. В. Фурсенко из известняков, переслаивающихся яшмами и базальтами, определил планктонные фораминиферы, указывающие на раннепалеогеновый возраст вмещающих их пород [429, 400]. Л. Г. Брагина из кремней, развитых по р. Очередная, определила комплекс радиолярий, указывающий также на раннепалеогеновый возраст вмещающих отложений [118]. Палинокомплекс, выделенный из пород ветловской серии, по возрасту соответствует I и II палинозонам, т. е. палеоцену—эоцену [176]. Но при этом следует учитывать, что в Валагинском хребте породы ветловской свиты и меланж, в котором присутствует обломочный материал пород ветловской серии, несогласно перекрыт терригенными отложениями правореченской свиты средне-позднеэоценового возраста (лютет—приабон). Следовательно, верхняя возрастная граница пород ветловской серии не может быть мо-

ложе ипра. Учитывая геологические и биостратиграфические данные, возраст пород ветловской серии принимается как палеоцен-раннеэоценовый.

ЭОЦЕН

Начало ипра—нижняя половина лютета*

Тектоно-гравитационные микститы ($m_k P_2^{1-2}$) распространены в Срединном хребте, в междуречье Ичи и Облуковины (район горы Бараба), в бассейнах рек Капитанская и Филиппа — левых притоков р. Облуковина, и в междуречье Крутогоровой и Платоница. В Восточном хребте эти образования развиты на западном берегу оз. Кроноцкое.

Предшествующими исследователями образования, развитые в районе горы Бараба, выделялись в барабскую свиту. В. А. Ярмолюк считал их мезозойскими, Ю. В. Макаров относил их к палеоцену [20]. И. А. Сидорчук [397] считал эти конгломераты базальными слоями позднемиловых терригенных отложений хозгонской свиты. В. И. Сидоренко выделял их в хулгунскую свиту палеоэоценового возраста [392], а В. Б. Лопатин эти же образования, распространенные на юго-запад от горы Бараба, выделил в платоническую толщу, возраст которой определялся как палеоцен-раннеэоценовый [309]. Б. И. Сляднев и др. [107] пришли к выводу, что эти образования являются тектоно-гравитационными микститамы [60].

В Срединном хребте, в районе горы Бараба они расчленены на три литологические пачки [107].

Нижняя пачка сложена в основном конгломератами, конглобрекчиями, реже гравелитами и песчаниками. Конгломераты преимущественно валунные с размером обломков до 0,6–0,8 м, сортировка и окатанность их плохая. Более хорошо окатаны обломки гранитоидов, кислых и средних эффузивов, хуже — осадочных, кремнистых и метаморфических пород. По составу различаются полимиктовые и вулканомиктовые конгломераты, связанные между собой фациальными соотношениями. Полимиктовые конгломераты состоят из обломков туфов, туффитов, туфоалевролитов, песчаников, алевролитов, кремней, мергелей, нередко аналогичных породам хозгонской и ирунейской свит; сланцев хейванской и химкинской свит; андезитов, андезидацитов, дацитов, гранитоидов, кварца. Вулканомиктовые конгломераты сложены в основном обломками дацитов, андезидацитов и риолитов, реже встречаются обломки песчаников, глинистых сланцев, метапесчаников, гранитоидов, кварца, очень редко наблюдаются прослои (0,15–0,25 мм) и линзы кислых туфов. Мощность нижней пачки около 300 м. Соотношения нижней пачки с подстилающими метаморфизованными образованиями хейванской свиты тектонические по надвику.

Средняя пачка представлена исключительно брекчиями хаотического сложения. Матрикса в брекчиях, как правило, мало. Размер обломочного материала брекчий и конглобрекчий хаотического сложения колеблется от долей сантиметра до 2–3 м, редко до нескольких десятков метров (олистолиты). Редко в брекчиях наблюдается нечетко выраженная слоистость. Иногда брекчии расслаиваются слоистыми мелкообломочными разностями (псаммо-псефитовой, псаммитовой и алевритовой размерности). Мощность их не превышает 3 м.

* Б. И. Сляднев рассматривает этот этап в качестве коллизионной эпохи.

Брекчии состоят почти исключительно из обломков песчано-сланцевых пород хейванской свиты и тектонитов по ним (имеют наибольшее площадное распространение), или из обломков зеленосланцевых пород химкинской свиты и тектонитов по ним (развиты весьма ограниченно северо-западные горы Бараба), или из туфоалевролитов, кремнистых алевролитов и кремней ирунейской свиты, нередко с обломками призматических слоев иноцерамов. Из обломков брекчий, в основном из кремнистых алевролитов и кремней в верховье р. Химка В. С. Вишневской определены радиолярии, указывающие на кампан-маастрихтский возрастной интервал [401, 107].

Мощность пачки брекчий достигает 450–500 м.

Верхняя пачка распространена южнее горы Бараба, по лево- и правобережью р. Химки, залегает согласно с постепенным переходом на брекчиях средней пачки. Она сложена переслаивающимися (0,3–10 м) конгломератами, конглобрекчиями, брекчиями, гравелитами, песчаниками, алевролитами. Конгломераты и конглобрекчии от крупнвалунных до мелкогалечных, нередко слоистые и состоят из обломков кристаллических сланцев, песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, кремней, гранитоидов, гнейсогранитов, дацитов, андезидацитов, базальтов, диоритовых порфиритов, кварца. Обломками кварца особенно обогащены нижние части разреза верхней пачки, где количество их достигает 20–25 %. Здесь же встречаются пласты и линзы (до 5 м) брекчий и конгломерато-брекчий, выше преобладают пакеты переслаивания песчаников, алевролитов, гравелитов. Верхняя граница пачки неизвестна. С породами хозгонской свиты и камчатской серии отложения верхней пачки граничат по надвигу. Мощность верхней пачки в районе горы Бараба 250–300 м.

Породы верхней пачки распространены также на левобережье р. Облуковина, в междуречье Крутогорова–Платонич, где они образуют «шлейф», фрагменты которого прослеживаются на расстояние 25 км. В этом направлении улучшается сортировка, окатанность и уменьшаются размеры обломочного материала. Здесь пачка (мощность 500 м) сложена конгломератами от валунно-галечных до мелкогалечных, гравелитами, песчаниками, алевролитами, мелкими линзами и прослоями (до 0,3 м) каменных углей. Породы пачки залегают несогласно на меловых образованиях и согласно перекрываются среднеэоценовыми отложениями снатольской свиты.

Органических остатков в нижней и средней пачках, не считая переотложенных радиолярий и обломков призматических слоев иноцерамов, не обнаружено. Эти органические остатки характеризуют возраст вмещающих пород. Только породы верхней пачки барабской свиты охарактеризованы флорой, которая в разные годы определялась Б. М. Штемпелем, В. А. Вахромеевым и Г. Б. Чигаевой, относившими ее к самым верхним горизонтам позднего мела или к палеоцену. Более представительная флора из этой же пачки собрана позднее Э. М. Ерешко, М. Н. Шапиро, А. Е. Шанцером, И. А. Сидорчуком, Б. И. Слядневным [311, 121, 397, 401]. По определению А. И. Челебаевой и Г. Б. Чигаевой, возраст вмещающих отложений устанавливается в пределах позднего кампана–раннего маастрихта.

По материалам В. И. Сидоренко [392] и В. Б. Лопатина [309], верхняя пачка, развитая на левобережье р. Облуковина и в междуречье Крутогорова–Платонич, охарактеризована флорой, которая, по мнению Г. Б. Чигаевой, идентична флоре из пород района горы Бараба. Но здесь, стратиграфически выше пород верхней

пачки согласно залегают среднеэоценовые терригенные отложения снатольской свиты. Таким образом, верхняя стратиграфическая граница флоры и вмещающих ее пород ограничена средним эоценом (верхняя половина лютета–бартон). В районе горы Бараба из туфов дацитов, залегающих в нижней части разреза, были выделены цирконы, возраст которых соответствует $50,5 \pm 0,9$ млн лет [109]. Учитывая геологические данные и радиологические датировки, возраст тектоно-гравитационных микститов — ранне-среднеэоценовый (ипр–лютет).

На западном берегу Кроноцкого озера тектоно-гравитационные микститы распространены южнее залива Камчадалов. Они представлены конглобрекциями, конгломератами и гравелитами. Нижняя и верхняя границы толщи микститов не вскрыты. Обломочный материал представлен меловыми зеленокаменно измененными базальтами, пикробазальтами, андезитами, долеритами, туфами основного состава, аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, черными, зелеными и серыми кремнями, песчаниками и алевролитами. Мощность толщи микститов 250–300 м. Их возраст принимается ранне-среднеэоценовым, как и микститов района горы Бараба.

Эпоха эоцена (верхняя половина лютета)—плиоцена

Асачинская зона [5]

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ЭОЦЕН

Васильевская толща (P_2 vl). Небольшие по площади (до 10 км²) поля развития толщи сосредоточены в междуречье Авача–Паратунка–Быстрая и приурочены к Малкинско-Петропавловской зоне поперечных дислокаций. Она сложена песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами, реже встречаются аргиллиты, углистые аргиллиты и маломощные (0,01–0,3 м) прослои каменных углей и известняков. В целом разрез толщи делится на три части. Нижняя (мощностью 200–250 м) представлена алевролитами и песчаниками, средняя (250–350 м) — преимущественно песчаниками с отдельными прослоями алевролитов и аргиллитов внизу, гравелитов и конгломератов вверху, верхняя часть (100–150 м) — гравелитами и конгломератами. Для всего разреза характерен растительный детрит. В алевролитах нередко отмечаются отпечатки листовой флоры, а в песчаниках — массовые скопления пеллеципод. Породы толщи имеют крутонаклонное залегание при выдержанном северо-восточном простирании. И лишь при удалении от тектонической зоны (долина р. Балаганчик) залегание отложений пологое до субгоризонтального. Мощность толщи достигает 800 м.

В большинстве случаев выходы васильевской толщи ограничены разрывными нарушениями. Однако в междуречье Банная–Карымчина зафиксировано несогласное залегание толщи на кремнистых породах ирунейской свиты [175]. Вверх по разрезу отложения несогласно перекрыты беляевской толщей (средний миоцен) и покровными фациями южнобыстринского (средний миоцен) и начикинского (плиоцен) вулканических комплексов.

Возраст толщи обоснован определениями макрофауны и листовой флоры. В комплексе фаунистических остатков определены: *Ostrea kirikovi*, *Lima* ex gr. *kumaso*,

Mytilus cf. yokoyamai, *Modiolus kovatschensis*, *Crassatellites utcholokensis*, *Corbicula snatolensis*, *Gari cowlitzensis*, которые являются руководящими и характерными видами снатольского биостратиграфического горизонта Западной Камчатки (верхняя часть среднего эоцена). Среди остатков листовой флоры определены *Glyptostrobus curopaeus*, *Osmunda heeri*, *Metasequoia disticha*, *Taxodium tinajorum*, *Trochodendroides kryshstofovichii*, *Alnus schanceri*, которые также характеризуют снатольский биостратиграфический горизонт [175, 126]. На основании этих данных возраст васильевской толщи принят среднеэоценовым.

Пресновская толща (P_2 gr). Отложения толщи обнажены в бассейнах рек Бол. и Мал. Вилуей, а также на побережьях озер Бол. Вилуей и Пресное. Небольшие выходы толщи (менее 1 км²) закартированы в бассейне р. Прав. Асача. Кроме того, толща вскрыта скважиной у подножия Козельского вулкана [126]. Она сложена туфоалевролитами, туфопесчаниками, туффитами и туфами среднего и кислого состава, туфогравелитами.

В целом разрез толщи характеризуется ритмичным строением при мощности ритмов от первых десятков сантиметров до 10–15 м. Каждый ритм начинается туфогравелитами либо псефитовыми туфами — туффитами и завершается туфоалевролитами либо алевритовыми туфами — туффитами. Мощности прослоев псефитовых туфов иногда превышают 20 м. В туфоалевролитах встречаются прослойки пепловых туфов. Вскрытая мощность отложений 450 м.

По данным бурения [126], у подножия Козельского вулкана осадки данного стратиграфического уровня несогласно залегают на метаморфизованных алевролитах нижней подтолщи николкинской толщи и вверх по разрезу постепенно сменяются олигоцен-нижнемиоценовыми отложениями.

Образования толщи содержат остатки фауны моллюсков, среди которой определены характерные виды для ковачинского горизонта Западной Камчатки (поздний эоцен): *Acila pugetensis*, *Yoldia cerrusata*, *Y. ex gr. transvena*, *Y. multidentata*, *Malletia cf. kamtschatica*, *Variamussium cf. pillarense*, *Periploma korniana*, *P. cf. totschiolensis*, *Nemocardium lorenzanum*. Среди немногочисленных отпечатков листовой флоры определены: *Thuja* sp., *Pinus* sp., *Cunninghamia sinelnikovae*, *Sciadopitys* sp.(?), *Fagus* sp., *Populus* sp. Все они встречены на Камчатке исключительно в отложениях покровной фации кинкильского вулканического комплекса, снатольской и ковачинской свит (эоцен) [126]. Спорово-пыльцевые спектры [126] не противоречат эоценовому возрасту вмещающих отложений. Возраст пресновской толщи принимается позднеэоценовым на основании определений главным образом остатков микрофауны.

ОЛИГОЦЕН

Жировская толща (P_3 žr). Выделена в тектонических блоках в бассейнах рек Банная, Карымчина, Мутновская, Жировая, на левобережье р. Паратунка и в междуречье Асача—Мутная. Она сложена туфоалевролитами, туфопесчаниками, туффитами и туфами кислого состава, туфогравелитами, песчаниками, алевролитами, гравелитами, в подчиненном количестве присутствуют аргиллиты, мелкогалечные конгломераты и линзовидные прослойки (до 0,1 м) каменных углей. По всему разрезу отложения содержат карбонатные прослойки и конкреции, растительный детрит и остатки фауны моллюсков. В бассейнах рек Жировая и Мутновская, где толща вскрыта на максимальную мощность, отложения ее делятся на три части

[126]. В нижней (мощностью около 350 м) преобладают туфоалевролиты и алевритовые туффиты. Средняя часть (370 м) сложена туфами среднего состава с редкими прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов. В верхней части разреза (~ 250 м) происходит заметное увеличение роли туфопесчаников и псаммитовых туффитов, появляются линзы ракушечных песчаников и прослои (0,5–1,0 м) пемзокластических туфов. Отложения жировской толщи, выделенные на левобережье р. Паратунка (истоки руч. Васильевский), отличаются меньшим содержанием вулканической составляющей [310]. Здесь в разрезе преобладают песчаники и гравелиты, встречаются единичные прослои мелкогалечных конгломератов (до 3 м) и псаммитовых туфов (до 10 м). Далее на запад в бассейнах рек Карымчина и Банная отложения характеризуются более тонким переслаиванием и присутствием прослоев аргиллитов (0,05–0,1 м) и углей (до 0,1 м). Мощность толщи 800 м.

Подошва толщи не вскрыта, с более древними стратонами она сопряжена по тектоническим контактам. По данным бурения, у подножия Козельского вулкана [126] нерасчлененные олигоцен-нижнемиоценовые отложения согласно залегают на эоценовых образованиях пресноводной толщи. Выше по разрезу жировская толща также согласно перекрыта отложениями олигоцен-нижнемиоценовой мутновской толщи и несогласно — образованиями покровных фаций карымшинского (верхний миоцен) и голыгинского (плиоцен) вулканических комплексов.

Возраст толщи обоснован комплексом фауны моллюсков, который уверенно сопоставляется с олигоценовыми комплексами машигарского биостратиграфического горизонта Сахалина и аманинско-гаххинского горизонта Западной Камчатки [126]. Он представлен видами: *Yoldia matschigarika*, *Y. takaradaiensis*, *Y. laudabilis*, *Y. watasei*, *Chlamys matschgarensis*, *Clinocardium asagaiensis*, *Papyridea matshigarica*, *Neptunea* cf. *vinukovi*. В верхних слоях толщи часто встречаются фораминиферы, среди которых доминирует *Haplophragmoides laminatus* — вид, широко распространенный в олигоценовых отложениях Камчатки и Сахалина. На основании вышеприведенных данных возраст жировской толщи принят олигоценовым.

ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Мутновская толща (P_3-N_1 mt). Пространственно совмещена с выходами жировской толщи, но развита на значительно большей площади. Выходы этих отложений располагаются южнее р. Мутная. Разрез сложен туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфогравелитами, туффитами и туфами среднего и кислого состава, которые содержат многочисленные остатки фауны моллюсков, растительный детрит и редкие обломки окаменевшей древесины, карбонатные конкреции. В разрезе толщи преобладают туфопесчаники и псаммитовые туффиты, связанные взаимопереходами. В нижних горизонтах толщи в них содержатся прослои туфогравелитов (от 0,2 до 5 м), в верхних — отмечается заметное увеличение количества вулканокластического материала. Петрографический состав толщи, степень тектонических преобразований и характер вторичных изменений сходны с отложениями жировской толщи. Мощность отложений оценивается в 700 м.

На подстилающих отложениях жировской толщи образования мутновской толщи залегают согласно с постепенным переходом. Выше она несогласно перекрыта среднемиоценовыми образованиями асачинской свиты.

Возраст толщи обоснован комплексом биостратиграфических данных. Среди многочисленных остатков моллюсков определены *Nuculana* cf. *crassatelloides*, *Yoldia* cf. *matschigarica*, *Y.* ex gr. *takaradaiensis*, *Y. caudata tshekhovi*, *Y. gackensis*, *Y. pennulata*, *Delectopecten pedroanus*, которые являются характерными для машигарского и холмского биостратиграфических горизонтов Сахалина и для утлолоксско-вивентекского и кулувенского горизонтов Западной Камчатки [310]. Фораминиферы представлены видами *Cyclamina pacifica*, *Pseudoelphidiella subcarinata*, *Buliminella* cf. *porosa*, *Islanditlla* cf. *curvicamerata*, которые принадлежат к олигоценовым и нижнемиоценовым горизонтам Сахалина и Камчатки [126]. Возраст толщи принят олигоцен-нижнемиоценовым.

Прибрежный вулканический комплекс базальт-андезитовый

Сформирован рядом сближенных вулканических массивов, протягивающихся дуговой цепью вдоль тихоокеанского побережья от южной рамки листа до Авачинской бухты.

Покровные образования (P_3-N_1pb) комплекса представлены андезитами, базальтами, андезибазальтами, их туфами, игнимбритами и туфами кислого состава, туффитами, туфопесчаниками, туфогравелитами, туфоконгломератами. За петротип принят Лиственичный массив, занимающий пространство между бухтами Мутная и Жировая. Нижнюю часть покровной фации его слагают туфы и игнимбриты кислого состава, туффиты. Мощность ее не менее 600 м. Верхняя часть покровной фации Лиственичного массива сложена пачкой переслаивания туфов и лав среднего и основного состава мощностью около 250 м. В западном направлении образования покровной фации замещаются отложениями жировской и мутновской толщ [126]. Общая мощность покровных фаций достигает 1000 м.

Субвулканические образования ($\delta\pi, \alpha, \zeta, P_3-N_1pb$), большей частью сопряженные с покровными, представлены преимущественно телами диорит-порфиритов, андезитов и дацитов, в меньшей степени — базальтов и андезибазальтов. Субвулканические тела представляют собой эродированные питающие системы вулканических аппаратов. В строении их участвуют и полнокристаллические разновидности пород, находящиеся в сложных фациально-фазовых соотношениях. Наиболее представительной морфологической группой тел являются силлы и дайки, которые нередко образуют дайковые поля площадью до 3 км².

Олигоцен-нижнемиоценовый возраст вулканитов прибрежного комплекса принят на основании следующих данных. В прослоях вулканогенно-осадочных пород среди агломератовых туфов встречены *Yoldia* cf. *tokunagai*, *Crenella noyamiana sertunayana*, *Liocyma longa*, *Macoma osakaensis* и др., характерные для олигоцен-миоценовой мутновской толщи. Радиологические определения возраста (K/Ar) преимущественно субвулканических тел находятся в пределах 16–18 млн лет [126].

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Асачинская толща (N_1as). В виде разобщенных полей выделяется во всех частях Асачинской зоны, но наиболее крупные из них отмечены в верховье р. Прав. Быстрая, на левобережье р. Жировая, в бассейнах рек Асача и Мутная. Толща сложена туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфогравелитами, туффитами и туфа-

ми среднего состава, туфоконгломератами. Для нее характерна фациальная изменчивость разреза по латерали и вертикали. На севере Асачинской зоны (р. Тахколоч) низы видимого разреза толщи представлены туфоалевролитами и туфопесчаниками с единичными прослоями туфоконгломератов и туфогравелитов. Верхние части разреза сложены преимущественно туфопесчаниками с прослоями туфогравелитов. Венчают разрез псефо-агломератовые туфы среднего состава. Южнее, на левобережье р. Жировая, в бассейнах рек Мутная и Асача, большую часть объема толщи занимают грубообломочные породы – туфоконгломераты, туфогравелиты, псефитовые туффиты. Причем насыщение осадков пирокластикой постепенно увеличивается к верхам разреза. Повсеместно толща содержит богатый комплекс моллюсков мелководного и прибрежно-морского типа, растительный детрит и «плавающую» гальку. На отдельных участках (верховье р. Мал. Саранная) в составе ее отмечены слои валунно-галечных туфоконгломератов мощностью до 100 м. Мощность толщи достигает 600 м.

В составе обломочного материала пород преобладают эффузивы среднего и основного состава, реже встречаются дациты. Пирокластическая составляющая представлена обломками лав и вулканического стекла.

На подстилающих отложениях мутновской толщи асачинская толща залегает без видимого несогласия. Однако ряд косвенных признаков (резкая смена тонкостенной фауны мутновской толщи фауной толстостенных двустворчатых моллюсков с остатками балянусов) позволяет предполагать наличие скрытых стратиграфических перерывов. Вверх по разрезу толща согласно перекрывается образованиями попереченской толщи.

Возраст асачинской толщи обоснован биостратиграфическими данными. Среди комплекса моллюсков определены виды: *Mytilus chejsleveemensis*, *Modiolus wajampolkensis*, *Cardita kevetscheveemensis*, *Papyridea kipenensis*, являющиеся руководящими для ильинского биостратиграфического горизонта Западной Камчатки [126]. Среди отпечатков листьев встречены *Fagus cf. evenenensis* и *Acer grachamensis*, позволяющие коррелировать асачинскую толщу с миоценовыми отложениями Центральной Камчатки. Возраст ее принят среднемиоценовым.

Попереченская толща (N_{1pp}). Выделена в междуречье Авача–Плотникова–Паратунка. На юге зоны выходы ее отмечены в районе горы Мутная. Она сложена туфопесчаниками, песчаниками, туфогравелитами, туффитами, конгломератами, туфами среднего состава. На подстилающих породах асачинской толщи отложения попереченской толщи залегают согласно с постепенным переходом без четкого литологического контроля. В бассейне р. Тахколоч отмечается [310], что песчано-алевролитовые отложения асачинской толщи вверх по разрезу постепенно сменяются туфопесчаниками с прослоями гравелитов, туффитов и туфов, в которых содержатся стволы окаменевшей древесины. Условно этот горизонт принят за подошву толщи. Кроме того, в районе горы Вачкажец наблюдались фациальные взаимопереходы попереченской толщи и покровных фаций южнобыстринского вулканического комплекса. Из литологических особенностей толщи можно отметить увеличение в разрезах количества вулканогенного материала в южном и юго-восточном направлениях. В бассейне р. Прав. Быстрая соотношение вулканогенно-осадочных и пирокластических пород примерно равное. Мощность отложений толщи достигает 400 м.

Из отложений собрана представительная коллекция остатков пелеципод, в целом характерных для какертского биостратиграфического горизонта Западной

Камчатки. Среди них руководящими видами являются *Macoma optiva*, *Laternula sakhalinensis*, *Yoldia thraciaeformis*. На основании этих данных возраст попереченской толщи принят среднемиоценовым.

Южнобыстринский вулканический комплекс андезибазальт-андезитовый

Распространен на юге листа в междуречье Плотниковой, Авачи, Паратунки, в бассейне р. Банная, в междуречье Асачи и Мутной, на левобережье р. Быстрая. Вулканический комплекс представлен покровными и субвулканическими образованиями.

Покровные образования (*N_{jub}*) сложены андезитами, андезибазальтами, их туфами, кластолавами и лавобрекчиями, базальтами, их кластолавами, содержат редкие потоки трахиандезитов, трахибазальтов, прослои игнимбригов, линзы и прослои туффитов, туфопесчаников, туфогравелитов и туфоконгломератов. Комплекс фациально изменчив. В целом в составе комплекса незначительно преобладают пироксен-плаггиопорфиновые, плаггиопироксеновые андезиты и андезибазальты, меньше туфов среднего состава. Среди эффузивов значительный объем занимают кластолавы, среди пирокластолитов преобладают псефитовые туфы, пепловые разности встречаются в виде прослоев и редких маломощных пачек. В верхах разрезов нередко появляются прослои (по 3–5 м) игнимбригов и спекшихся туфов дацитов, сходных с породами карымшинского комплекса, что обосновывает фациальные переходы между породами верхней части южнобыстринского и нижней части карымшинского вулканических комплексов. Характерной особенностью является присутствие почти во всех разрезах многочисленных линз и маломощных прослоев туффитов и вулканогенно-осадочных пород с фауной, что позволяет уверенно сопоставлять различные части разрезов комплекса между собой и с беляевской, попереченской и асачинской толщами.

С нижележащей мутновской толщей наблюдаются тектонические контакты, на отложениях жировской толщи вулканиты южнобыстринского комплекса залегают с угловым несогласием. С разновозрастными асачинской, попереченской, низами беляевской толщи установлены фациальные соотношения. Перекрывается комплекс с размывом и угловым несогласием образованиями начикинского комплекса.

Общая мощность покровной фации южнобыстринского комплекса достигает 800 м.

Породы комплекса в зонах дробления и интенсивной трещиноватости в пределах площадного развития субвулканических тел, меньше – в экзоконтактах плутонических массивов подвержены гидротермальному метасоматозу, выраженному в образовании аргиллизированных, пропилитизированных, окварцованных, пиритизированных пород, собственно метасоматиты наблюдаются гораздо реже. К ним относятся пропилиты, аргиллизиты и вторичные кварциты. Наиболее часто встречаются окварцованные и пиритизированные породы. В целом гидротермально-метасоматические образования образуют небольшие изометричные поля или более значительные по площади (до 2 км²) вытянутые вдоль разломов узкие зоны.

Гидротермальные жилы выполнения по составу являются кварцевыми, кварц-карбонатными, меньше – адуляр-карбонат- и адуляр-кварцевыми или адуляр-кварц-карбонатными. Преобладают среди них кварцевые жилы.

Радиологический возраст андезитов варьирует от 12,9 до 16,6 млн лет (K-Ar) [223, 310]. По палеомагнитным данным, возраст андезитов, их кластолав, туфов и туффитов 9,3–16, 5 млн лет [310].

В осадочных прослоях содержится фауна моллюсков [310], характерная для трех горизонтов Западной Камчатки: ильинского (комплекс фауны с *Modiolus wajampolkensis*, *Dosinia* ex gr. *kaneharai*), какертского (комплекс с *Mytilus chejsleveemensis*, *Macoma optiva*, *Yoldia thraciaeformis*, *Anadara tsudai*) и низов этолонского (комплекс с *Tellina pulchra*, *Mya* cf. *elegans*, *Neptunea pluricostulata*).

На основании приведенных данных возраст покровной фации южнобыстринского комплекса принимается среднемиоценовым.

Субвулканические образования ($\delta\pi$, N_1 jub) пространственно тяготеют к полям развития покровной фации. Представлены мелкими штоками, реже более крупными сложно дифференцированными телами. Преобладают диорит-порфириты и андезиты, меньший объем слагают кварцевые диорит-порфириты, редко наблюдаются базальты, дациандезиты и входящие в состав сложных тел андезибазальты, габбро-порфириты, габбродиориты, трахиандезиты, трахиандезибазальты.

Петрографический состав пород субвулканической и покровной фаций близок.

Автометасоматоз проявлен в образовании пропилитов и вторичных кварцитов, а также пропилизированных, аргиллизированных, окварцованных и пиритизированных пород, кварцевых, кварц-карбонатных и адуляр-кварцевых жил выполнения.

Радиологические определения возраста пород (K-Ar) составляют: 12,9 и 13 млн лет – андезиты, 15 млн лет – диорит-порфириты [310].

Беляевская толща (N_1 bl). Поля ее развития пространственно сопряжены с выходами попереченской толщи. Литологически беляевская толща также близка к подстилающим отложениям и представлена туфопесчаниками, туфогравелитами, туффитами, туфоконгломератами, туфами среднего состава. На подстилающей попереченской толще она залегает согласно, с покровными фациями южнобыстринского вулканического комплекса имеет фациальные соотношения и несогласно перекрывается вулканитами начикинского комплекса. Характерным признаком толщи является наличие слоев, обогащенных остатками фауны моллюсков, вплоть до появления горизонтов ракушнякав.

В целом толща характеризуется пестротой литологического состава и фациальной изменчивостью. С востока на запад происходит смена осадочно-пирокластических отложений вулканогенно-осадочными. В этом же направлении происходит смена грубообломочных пород более тонкозернистыми. Мощность отложений оценивается в 500 м.

В составе обломочного материала осадков толщи преобладают пироксеновые андезиты, реже встречаются дациты, кислое вулканическое стекло, пемза, гидротермально измененные породы.

Из отложений беляевской толщи собрана богатая коллекция фауны моллюсков, среди которой определены *Glycymeris slodkewitschi*, *Swiftopecten* ex gr. *swiftii*, *Venericardia* ex gr. *kamtschatica*, *Serripes* ex gr. *ochotensis*, *Chione securis*, *Sanquiolaria petri*. Большинство таксонов встречается в отложениях этолонского биостратиграфи-

ческого горизонта Западной Камчатки [310]. Вследствие этого беляевская толща сопоставляется с этолонской свитой, возраст которой принят на уровне среднего–позднего миоцена.

Карымшинский комплекс риодацитовый

Объединяет покровные и субвулканические образования кислого состава.

Покровные образования (N_1kr) распространены в основном в бассейнах среднего и верхнего течения р. Банная, а также в верховьях рек Сред. Карымшина, Паратунка. Представлены существенно игним-бритами риодацитов, дацитов и риолитов, а также туфами этого же состава, меньше развиты лавы дацитов, риодацитов и риолитов, редко и локально наблюдаются потоки трахиандезитов и трахидацитов, по всему разрезу рассеяны редкие и маломощные прослои и линзы туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов, туфоконгломератов. В низах разреза преобладают туфы риодацитов и дацитов от глыбово-агломератовых до псефитовых, содержащие потоки (5–10 м) дацитов, риодацитов и их игнимбритов. Верхняя часть сложена игнимбритами риодацитов и дацитов.

Вулканиды комплекса в верховьях р. Ушаган перекрывают нижележащие отложения асачинской толщи с неясными соотношениями. На жировской толще комплекс залегает с угловым несогласием. С вулканидами южнобыстринского комплекса установлены взаимопереходы в нижней части разреза карымшинского комплекса. Прослои кислых вулканидов, вероятно, карымшинского комплекса наблюдаются обычно во всех разрезах беляевской толщи, в меньшем количестве — в разрезах попереченской толщи.

Мощность вулканидов покровной фации комплекса достигает 1000 м.

Петрографически лавы однообразны, часто это флюидалные породы с вкрапленниками плагиоклаза, биотита, кварца, роговой обманки, клинопироксена. Туфы и игнимбриты — лито-, витро-, кристаллокластические породы, состоящие в основном из обломков кислых лав, стекла, пемзы, плагиоклаза, кварца, биотита, пепловых частиц.

Радиологические определения возраста (K-Ar) игнимбритов комплекса по руч. Шиковский (лев. приток р. Банная) — 8 млн лет, в верховьях р. Карымшина — 6–11 млн лет [307].

Палеомагнитные исследования определяют возраст игнимбритов и туфов риодацитов в интервале 8,3–14,0 млн лет.

Учитывая приведенные данные и положение в геологическом разрезе, возраст покровной фации карымшинского комплекса принимается средне-позднемиоценовым.

Субвулканические образования (λN_1kr) приурочены к полям развития образований покровной фации. Они слагают более 10 мелких и несколько крупных штоков. Представлены риолитами, риодацитами, реже дацитами, игнимбритами риодацитов, еще реже трахидацитами, трахириодацитами и кварцевыми диорит-порфиритами. Площади выходов 0,3–8 км². В магнитном поле крупные тела выражены отрицательными аномалиями.

Контакты большинства тел четкие рвушие.

Радиологическое определение возраста (K-Ar) риолитов 11 и 13 млн лет [307].

Гольгинский вулканический комплекс андезит-базальтовый

К комплексу отнесены покровные и субвулканические образования, развитые в междуречьях Авача—Плотникова—Банная—Карымчина, Мутная—Асача, на п-ове Крашенинникова, в бассейнах верхнего течения рек Опала, Саван, Хетик, Ходутка.

Покровные образования (N_2gl) представлены андезитами, андезибазальтами, базальтами, их туфами и лавобрекчиями, дациандезитами, дацитами. Гораздо реже встречаются игнимбриты и туфы дацитов, трахиандезибазальты, трахибазальты, прослои и линзы туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов и туфоконгломератов. Пирокласто-осадочные породы приурочены обычно к основанию или нижним частям разрезов, нередко образуют выдержанные горизонты (от 0,5–1,5 до 10–12, редко 30 м) в подошве комплекса, иногда они насыщены растительным детритом, встречаются стволы окаменевшей древесины (р. Опала). Гольгинские вулканы залегают несогласно на всех более древних образованиях, в том числе на непосредственно нижележащих миоценовых породах карымшинского и южнобыстринского комплексов, беляевской, попереченской, асачинской толщ. Угловые несогласия отмечены в бассейнах рек Банная, Сарайная, в истоках рек Лев. и Прав. Сокоч, Поперечная 2-я. Перекрывается комплекс также несогласно четвертичными балаганчиковским и левоопалинским ВК.

Для покровных образований характерно преобладание эффузивов. Туфы, главным образом агломератовые, реже псефитовые, встречаются в виде отдельных горизонтов мощностью от 10–40, редко до 150 м. Состав, строение, мощности разрезов определяются принадлежностью к конкретным вулканическим массивам, степени удаленности от центров извержений.

В целом мощность покровных образований гольгинского комплекса максимально достигает 800 м.

Залегание пород комплекса в пределах отдельно взятых вулканических массивов преимущественно периклинальное, углы падения 5–15°. Реже встречается горизонтальное залегание, отдельные элементы залегания с крутыми углами падения (до 20–35°) связаны с тектоническими нарушениями.

Среди лав преобладают порфиновые породы: пироксеновые, двупироксеновые, пироксен-плагипорфиновые андезиты и андезибазальты и оливин-пироксеновые базальты. Реже встречаются роговообманковые андезиты. Дациандезиты содержат во вкрапленниках наряду с плагиоклазом амфибол и биотит, а дациты — биотит и кварц.

Гидротермально-метасоматические преобразования в породах комплекса развиты весьма ограниченно. Обычно это зоны пропилитизированных, аргиллизированных и прожилково-окварцованных пород и тела вторичных кварцитов. Радиологический возраст (K-Ar) эффузивных пород варьирует от 2,2 до 4,4 млн лет [317, 319]. По палеомагнитным данным возраст Халзанского массива гольгинского комплекса 2,1–2,8 млн лет. В основании разреза в туфопесчаниках и туфогравелитах (р. Чирельчик) была определена флора: *Picea* sp., *Alnaster* sp., *Populus* sp., *Chosenia arbutifolia*, *Salix undensis*, *S. pulchra*, *S. pulchra*, *S. glaucifolia*. А в верховьях р. Саван найдены отпечатки листьев *Carex* sp. indet., *Salix sachalinensis*, *Betula* sp.,

Alnus tumrokensis, *Riber* sp. indet., которая характерна для плиоценовых отложений Камчатки. На основании вышеизложенного, с учетом положения комплекса выше фаунистически охарактеризованной белаяевской толщи, возраст покровной фации начикинского комплекса принимается плиоценовым.

Субвулканические образования ($\alpha\beta$, α , $\delta\pi$, $\zeta N_2 g/l$) пространственно тесно связаны с покровными. Представлены штоками, среди которых преобладают андезиты и тела сложного строения, состав которых изменяется от андезитов до диоритовых порфиритов. Меньше присутствуют андезибазальты, базальты, диорит-порфириты, дациты. Морфологически субвулканические тела часто выделяются в виде обособленных куполовидных вершин, в плане имеют изометричную, овальную или несколько удлинённую форму. Их площадь от 0,5 до 40 км². Вмещают их вулканы голыгинского комплекса, реже более древние миоценовые породы. В истоках р. Асача дацитовые тела содержат кварц-адуляровые жилы с золоторудной минерализацией (Асачинское месторождение).

Плиоценовый возраст субвулканических тел определяется на том основании, что они комагматичны вулканикам, прорывают их, а сами, в свою очередь, прорываются эоплейстоценовыми риолитами балаганчиковского комплекса либо перекрыты покровами базальтов левоопалинского эоплейстоцен-раннеэоплейстоценового комплекса.

Радиологические определения возраста (К-Аг) составляют: 2,0 и 3,3 млн лет для андезитов [319], 4,5–5,7 млн лет – для дацитов.

Западно-Камчатская зона [6]

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ЭОЦЕН

Снатольская свита ($P_2 sn$). Вскрывается в тектонических блоках в северо-западной части листа в средних течениях рек Россошина, Сопочная, Ича, Крутогорова, Бол. Воровская и вскрыта скважинами вдоль западной рамки листа на глубинах от 0,9–2,4 км на севере до глубин 3–4 км в Колпаковской впадине. Она сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами с прослоями и линзами каменного угля, карбонатными конкрециями. Отложения содержат остатки фауны моллюсков, растительный детрит, реже – отпечатки листовой флоры. В предгорьях Срединного хребта преобладают грубообломочные фации, которые в западном направлении постепенно замещаются песчано-алевритовыми. На севере территории (бассейны рек Россошина, Сопочная, Ича) в составе свиты преобладают разномерные песчаники, содержащие пакеты (2–10 м) переслаивания алевролитов, аргиллитов и песчаников. В вертикальном разрезе, по данным бурения [309], песчано-алевритовые фации наиболее характерны для его верхних частей. Здесь же обычно встречаются линзы и тонкие прослои углей. Южнее, в бассейнах рек Облуковина, Крутогорова, Бол. Воровская отложения свиты представлены неравномерным переслаиванием (0,2–5 м) песчаников и конгломератов с редкими прослоями алевролитов (1–4 м), аргиллитов и единичными – каменноугольного угля мощностью 0,1–0,2 до 1,2 м. Породы смяты в простые линейные складки с углами падения на крыльях от 10 до 30°.

На подстилающих верхнемеловых породах снатольская свита залегает несогласно с размывом. С перекрывающей ковачинской свитой связана постепенным переходом. Мощность базальных конгломератов, вскрытая скважинами за пределами листа на побережье Охотского моря [309], достигает 5–13 м. Мощность свиты в предгорьях Срединного хребта колеблется в пределах 50–200 м. К западу она возрастает и максимальных значений (800 м) достигает в Колпаковской впадине.

Обломочный материал песчаников (60–90 %) представлен кварцем, плагиоклазом, кремнистыми породами, филлитами, эффузивными, осадочными и интрузивными породами, в меньшей степени, зернами пироксенов, калишпата, роговой обманки, граната, мусковита, циркона.

Из отложений свиты определены *Nuculana snatolensis*, *Mytilus yokoyamai*, *Cardita xenophonti*, *Nemocardium kovatschensis*, *Macrocallista snatolensis*, *Snatolia snatolensis*, являющиеся руководящими для снатольского фаунистического горизонта [309]. Спорово-пыльцевой комплекс отвечает палинозоне II [309] и датируется средним эоценом. По комплексу всех данных возраст снатольской свиты принят среднеэоценовым.

Ковачинская свита (P_2 kv). Выходы отложений свиты в основном совпадают с полями развития снатольской свиты. В скважинах [309] подошва ковачинской свиты вскрывается на глубинах 1–2 км, кровля – 0,8–2,4 км. Она сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, гравелитами, туффитами и туфами среднего и кислого состава. В алевролитах часто встречаются конкреции мергеля, в низах разреза обильная примесь обуглившихся растительных остатков. Литологически ковачинская свита в местах выхода ее на дневную поверхность близка к снатольской. В ее составе преобладают песчаники и алевролиты при резко подчиненной роли конгломератов и гравелитов. В целом фациальный состав свиты определяется палеорельефом верхнемелового фундамента. В наиболее глубокой части Колпаковской впадины нижние части разреза свиты сложены алевролитами с галькой меловых пород, а верхние – мелкозернистыми песчаниками с редкими маломощными прослоями алевролитов. В районе локальных поднятий фундамента (например, Таучское поднятие) ковачинская свита существенно песчаная. Мощность свиты в этом районе 170 м. Песчаники заключают залежь газа и газоконденсата. Отложения свиты совместно со снатольской смяты в простые линейные складки. Мощность свиты не выдержана и изменяется от 60–80 м в местах палеовыступов фундамента и до 300 м во впадинах.

На подстилающих отложениях снатольской свиты ковачинская залегает согласо с постепенным переходом и согласно перекрывается гакхинской свитой, но в краевых частях Западно-Камчатского прогиба и в зонах поднятий внутри прогиба иногда отмечается выпадение отложений ковачинской свиты из общего разреза.

Возраст свиты обоснован определениями фауны моллюсков [309], среди которой присутствуют руководящие для ковачинского биостратиграфического горизонта виды: *Yoldia takaradaiensis bruta*, *Y. pratolympiana*, *Modiolus cf. restorationensis*, *Macoma seiugata*. Спорово-пыльцевые комплексы соответствуют палинозоне II и сопоставляются с таковыми из отложений ковачинской свиты Майначского разреза Западной Камчатки. На основании приведенных данных свита датируется верхней частью среднего эоцена–поздним эоценом.

Черепановский вулканический комплекс дацит-андезитовый

Представлен покровными (черепановская толща) и субвулканическими образованиями, развитыми в западных отрогах Срединного хребта между долинами рек Колпакова и Коль.

Черепановская толща ($P_2^{\check{c}r}$) сложена андезитами, дацитами, их туфами, туффитами, туфоконгломератами, туфогравелитами, туфоалевролитами, реже трахиандезитами и андезибазальтами. Они слагают фрагменты вулканических построек. Реконструируются три сближенных палеовулкана (гора Черепанова, верховье р. Поперечная — левый приток р. Прав. Воровская и правобережье р. Коктан), извержение которых происходило субсинхронно. По составу толща делится на две части: в нижней зафиксирована преимущественно пирокластическая кислого состава, в верхней — лавы среднего состава. Основание разреза сложено туфоконгломератами мощностью до 130 м, выше залегают туффиты — туфы кислого состава с потоками (10–30 м) дацитов. Венчают разрез потоки андезитов, реже трахиандезитов и андезибазальтов с прослоями туфов среднего состава и вулканогенно-осадочных пород (от туфоконгломератов до туфоалевролитов с редкими линзочками каменного угля и углефицированными обломками стволов деревьев). Для нижней части разреза характерна быстрая фациальная изменчивость и уменьшение мощности с севера на юг (до полного выклинивания). Максимальной мощности — 550 м эта часть разреза достигает в верховье р. Поперечная. В целом мощность покровной фации комплекса оценивается в 1200 м.

Все разновидности пород относятся к калиево-натриевой серии нормального, реже субщелочного рядов, высокоглиноземистые и весьма высокоглиноземистые.

На подстилающих породах кунунской свиты (K_2kn) толща залегает несогласно с размывом и базальтными конгломератами в основании. Вверх по разрезу она несогласно перекрыта отложениями ильинской свиты.

Возраст черепановской толщи обоснован определениями листовой флоры, среди которой установлены *Populus* sp., *Platanus* sp., *Acer arcticum*, *Trochodendroides arctica*. Последние две формы указывают на палеогеновый возраст вмещающих отложений, соответствующий иргирнинскому этапу развития флоры [392], что в целом отвечает среднему–позднему эоцену (снатольский и ковачинский горизонты) Западной Камчатки.

Субвулканические образования ($\lambda\zeta$, α , ζ , $P_2^{\check{c}r}$) генетически и пространственно связаны с покровными и представлены преимущественно телами риодацитов, андезитов, дацитов. В меньшем количестве и незначительных (до 2 км²) размеров отмечены тела трахиандезитов и андезибазальтов. Центральные части некоторых тел раскристаллизованы до порфирированных и полнокристаллических разновидностей. Наиболее крупным субвулканическим телом комплекса является массив горы Черепанова, занимающий площадь около 7,5 км².

ОЛИГОЦЕН

Гакхинская свита (P_3^gk). Вскрывается в средних течениях рек Россюшина, Сопочная, Ича, Облуковина, Крутогорова и в небольшом тектоническом блоке на правобережье р. Сред. Воровская (в районе устья р. Сидма). В скважинах [309, 149] подошва гакхинской свиты фиксируется на глубинах 2300–760 м, кровля — 2000–600 м. Она сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, гравелитами, конгломератами, редко с просло-

ями туффитов и туфов среднего состава. По всему разрезу присутствуют карбонатные конкреции и растительный детрит, встречаются горизонты ракушняка. Отличительной особенностью отложений является присутствие в них прослоев глауконитсодержащих песчаников и макрофаунистических остатков, среди которых доминирует род *Yoldia*. Общая мощность свиты с учетом разрезов и данных бурения составляет от 200 до 650 м.

В составе обломочного материала песчаников и туфопесчаников, в отличие от отложений ковачинской свиты, преобладают литокласты (эффузивы — до 20 %, метаморфические породы — до 15 %, осадочные породы — до 30–35 %). В глауконитсодержащих песчаниках количество зерен глауконита достигает 10–5 %, вследствие чего породы приобретают характерный зеленоватый оттенок.

На отложениях ковачинской свиты гакхинская залегают согласно. В естественных выходах нижняя граница проводится по появлению в разрезе глауконитсодержащих песчаников. Однако в зонах поднятий фундамента отмечены локальные размывы нижележащих отложений и залегание ее с несогласием на эоценовых вулканитах [309]. В предгорьях Срединного хребта гакхинская свита с несогласием залегают на верхнемеловых образованиях [309] и на отложениях снатольской свиты [149]. При этом мощности базальных слоев конгломератов и гравелитов достигают 30–35 м (реки Облуковина и Сред. Воровская). Вверх по разрезу гакхинская свита согласно перекрыта отложениями утхолокской свиты.

Возраст свиты обоснован биостратиграфическими данными. Среди многочисленных остатков макрофауны определены руководящие виды аманинско-гакхинского биостратиграфического горизонта: *Acila* cf. *gettysburgensis*, *Portlandella nitida*, *P.* cf. *cerussata*, *P. watasei*, *Yoldia deformis*, *Y. longissima*, *Y. nitida nana* L. *Cardita* cf. *obtunda*, *C.* cf. *gackhensis* и др., возраст которого, согласно «Решениям ...» [85], принят на уровне верхний эоцен?–олигоцен. Спорово-пыльцевые комплексы относятся к III и IV палинозомам [309], возраст которых определен в диапазоне конец позднего эоцена–начало раннего олигоцена и олигоцен–ранний миоцен соответственно. В комплексе фораминифер определены виды, соответствующие олигоценовой XII бентосной лоне (*Haplophragmoides laminatus* — *Melonis shimokiensis*) [309]. На основании всех определений возраст гакхинской свиты принимается олигоценовым.

Утхолокская свита (P_2 ut). Отложения свиты распространены в бассейнах рек Россошина, Сопочная, Ича, Облуковина и Крутогорова. В скважинах подошва утхолокской свиты прослеживается на глубинах от 1 до 3 км [309]. Кроме того, небольшие поля развития свиты установлены в бассейне р. Коль [149]. Свита сложена песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, туфоалевролитами, аргиллитами, с маломощными прослоями туффитов и туфов среднего состава. В целом разрез свиты характеризуется преобладанием песчаников и туфопесчаников с многочисленными конкрециями и прослоями карбонатных песчаников, мергеля мощностью до 1 м. Часто присутствуют горизонты ракушняка, много растительного детрита, встречаются конкреции марказита. В верхней части свиты появляются прослои опоковидных алевролитов, аргиллитов. В западном направлении в разрезе увеличивается роль алевролитов и аргиллитов.

Максимальной мощности отложения свиты достигают в приустьевой части р. Утка — 600 м [44]. Севернее она уменьшается до 450 м, а в предгорьях Срединного хребта — до 200 м.

Песчаники средне- и мелкозернистые характеризуются преобладанием в обломочной части плагиоклаза (до 30 %) и кварца (20–25 %), постоянно присутствуют биотит, обломки эффузивов, реже сланцев, интрузивных и осадочных пород, встречается глауконит (до 5 %). В туфопесчаниках пирокластический материал (до 10–15 %) представлен вулканическим стеклом, плагиоклазом.

Соотношения с гакхинской и перекрывающими объединенными вивентекской и кулувенской свитами согласные. Нижняя граница проводится по смене существенно алевритового разреза песчаным.

Свита содержит многочисленные остатки, среди которых *Yoldia pennulata*, *Y. posneri*, *Y. cf. gackhensis*, *Periploma besshoensis*, *Acanthocardia puchlense*, *Liocyma furtiva* являются руководящими для утхолокской свиты и двух нижних фаунистических слоев утхолокско-вивентекского биостратиграфического горизонта [85]. Спорово-пыльцевые спектры объединены в палинокомплекс IV зоны, который показателен для холодной олигоценовой палинофлоры и характеризует отложения гакхинской, утхолокской и вивентекской свит. Комплекс фораминифер, выделенный из керна скважин [309], соответствует олигоценовой XII лоне по бентосу, возможно, ее верхней части. Диатомовая флора формировалась в условиях умеренно холодного климата на границе олигодена–миоцена. По комплексу всех данных возраст утхолокской свиты принят олигоценовым.

ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Вивентекская и кулувенская свиты нерасчлененные (P_3-N_1 vv–kl) развиты в северо-восточной части территории, где они слагают сводовые части и крылья антиклинальных структур. В скважинах подошва свиты фиксируется на глубинах от 0,5–0,7 до 2000 м. Отложения представлены туфоалевролитами, туфоаргиллитами, туффитами и туфами кислого состава, туфопесчаниками, бентонитовыми глинами. По всему разрезу отмечаются конкреции, линзовидные прослои карбонатных пород. Отложения характеризуются ритмично-слоистым строением при преобладании в разрезах осадков алевритовой зермности. Бентонитовые глины приурочены к нижним частям разреза и слагают прослои (до 0,5 м).

Характерной чертой этих отложений является большое количество крупных (до 1×2 м) песчано-карбонатных и мергелистых конкреций. Иногда они образуют целые горизонты, причем вверх по разрезу их количество возрастает. Литологически состав свиты достаточно выдержан по всей площади, лишь отмечается увеличение содержания пирокластической составляющей в направлении с запада на восток. Общая мощность вивентек-кулувенских отложений с учетом приведенных разрезов и данных бурения изменяется от 200–400 м на востоке до 900–950 м в северо-западной части.

Комплекс фауны из отложений свит включает в себя такие виды, как *Nuculana majamraphensis* (K h o m.), *N. cf. slodkewitschi* K o g a n, *Yoldia pennulata* S l o d., *Delectopecten praepedroanus* L. K r i s h t., *Cardium shinjiense* (Y o k.), которые являются руководящими для вивентекской и кулувенской свит Западной Камчатки. Рассматриваемые отложения охарактеризованы двумя палинокомплексами. Нижний соответствует IV палинозоне [309] и отражает состав холодной олигоценовой палинофлоры. Верхний комплекс заметно «теплее», чем нижний, но «холоднее» опти-

мального (палинозона V) и скорее всего соответствует раннему миоцену. Среди диатомовых водорослей определены *Odontella* aff. *aurita* (Lyn g.) A r a r d h., *O. triloba* S h e s c h u k., *Kisseleviella exoensis* A k i b a, *Eurossia* cf. *irregularis* (G r e v i l l e) S i m s., *Pseudotriceratium coscinooides* (G r. e t S t.) G l e s., *Pyxilla* aff. *prolongata* B r u n., *Thalassiosira mediaconvexa* S c h r a d e r, *Goniothecium rogersi* H e r., которые, по заключению Я. В. Петроченко, характерны для вивентек-кулувенского уровня Западной Камчатки. На основании этих данных возраст рассмотренных отложений принимается позднеолигоценовым—раннемиоценовым.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Ильинская свита (N_{1il}). На дневной поверхности вскрывается вдоль западного обрамления Срединного хребта. Отложения вскрыты также почти во всех скважинах вдоль западной рамки листа. Свита сложена песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, туфоалевролитами, конгломератами, гравелитами, туффитами, аргиллитами, каменными углями. Прослойки каменных углей приурочены к нижней части разреза свиты. В бассейне р. Крутогорова*, где расположено одноименное каменноугольное месторождение [226, 309], зафиксировано порядка 20 пластов угля со средней рабочей мощностью 15 м. Общая мощность угленасыщенной части разреза здесь достигает 300 м. Для отложений характерно тонкое переслаивание пород, присутствие растительного детрита и отпечатков листовой флоры (лагунные и континентальные фации). Мощности слоев песчаников колеблются в пределах 0,1—1,0, иногда достигая 4—5 м, алевролитов и аргиллитов — 0,05—1,7 м. Вверх по разрезу угленосные отложения постепенно сменяются песчано-алевролитовыми фациями, содержащими фауну морских моллюсков. Следует также отметить, что в верхних частях разреза свиты существенно увеличивается количество туфогенного материала. Мощность верхней части разреза достигает 200—300 м.

К северу и югу от р. Крутогорова в основании ильинской свиты повсеместно отмечают прослойки каменных углей мощностью от нескольких см до 1 м при общей мощности угленасыщенных отложений 40—50 м.

Максимальной мощности — 600 м — отложения достигают в районе Крутогоровской впадины.

На более древних разновозрастных образованиях (вивентекская и кулувенская свиты объединенные, снатольская свита, верхнемеловые отложения) ильинская свита залегает трансгрессивно с угловым несогласием. В основании разреза повсеместно присутствуют прослойки и линзы разногалечных конгломератов и гравелитов. Отложения согласно перекрыты какертской свитой.

Возраст отложений обоснован биостратиграфическими данными и положением в общем разрезе. Из нижней (угленосной) части свиты определен богатый комплекс листовой флоры [309], где наиболее характерными являются *Osmunda heeri*, *O. kryshstofovichii*, *Woodwardia cudoana*, *Corylus djakovi*, *Populus parapacifica*, *Actinidia valovi*, *Viburnum kovali*. Палинолог Г. Б. Чигаева прежде всего отмечает

* Угленосные отложения в районе Крутогоровского месторождения предшествующими исследователями выделялись как утхолокская свита [193, 276], как нижняя (угленосная) толща ильинской свиты [226] и как крутогоровская свита — возрастной аналог вивентекской и кулувенской свит объединенных [309].

эндемичность большинства видов комплекса. По ее мнению, вмещающие отложения можно параллелизовать с уровнем кулувенской свиты. Палинофлора, выделенная из угленосных отложений Крутогоровского месторождения, характеризуется доминантой термофильных компонентов — пыльцы бука, таксодиевых, чистюста — и соответствует палинозоне V. Палинофлора из верхних частей разреза отражает пик среднемиоценового климатического оптимума и также соответствует палинозоне V. Кроме того, в морских фациях свиты повсеместно содержится богатый комплекс фауны моллюсков, включающий руководящие виды ильинского биостратиграфического горизонта: *Glycymeris cf. grewingki*, *G. aff. snatolensis*, *Mytilus ochotensis*, *M. chejsleveemensis*, *Modiolus wajampolkensis*, *Thracia cf. kavranensis*, *T. condoni ochotica*, *Taras cf. parilis*, *Diplodonta gravis*, *Laevicardium corbis*. По совокупности всех биостратиграфических данных возраст ильинской свиты принят среднемиоценовым.

Какертская свита (N_{1kk}). Отложения свиты вскрываются в междуречье Россошина—Ича и южнее р. Крутогорова. Повсеместно какертская свита пространственно сопряжена с ильинской. Кроме того, совместно с последней какертские отложения выделяются в скважинах вдоль западной рамки листа [309], где подошва фиксируется на глубинах от 400 до 2000 м и более. Свита сложена туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфоаргиллитами, туфодиатомитами, туфогравелитами. В бассейнах рек Россошина и Ича нижние части разреза сложены преимущественно пемзовыми туфопесчаниками с единичными прослоями алевропсаммитовых туффитов и туфоалевролитов. В верхних частях преобладают туфоалевролиты и туфодиатомиты. Мощности отдельных горизонтов туфодиатомитов изменяются от 3–5 до 20 м, иногда с прослоями туфопесчаников они образуют пакеты мощностью 80–90 м. Мощность отложений, по данным бурения, достигает 400 м.

На подстилающих отложениях ильинской свиты какертские залегают согласно с постепенным переходом. Вверх по разрезу они на большей части площади с размывом и угловым несогласием перекрыты этолонской свитой. И лишь в бассейне р. Бол. Воровская отмечено согласное (с небольшим размывом) залегание отложений этолонской свиты на какертской [149].

Туфопесчаники состоят из слабоокатанных обломков эффузивов (до 50 %), вулканического стекла (до 25 %), плагиоклаза (до 20 %), реже встречаются кварц, биотит, глауконит. Туфодиатомиты на 60–80 % состоят из глинисто-кремнистой массы, в которой видны многочисленные скорлупки диатомей, спикулы губок, силикофлагелляты. Туфогенный обломочный материал распределен неравномерно, гнездами и представлен вулканическим стеклом (до 20–35 %).

Возраст отложений обоснован комплексом биостратиграфических данных. Среди моллюсков присутствуют руководящие и характерные виды какертской свиты опорного Точилинского разреза: *Nuculana majamraphensis*, *Yoldia thraciaeformis*, *Mytilus cf. chejsleveemensis*, *Periploma sakhalinensis*, *Thracia hataii*, *Macoma kakertensis*, *M. optiva*. В целом данный фаунистический комплекс характеризует относительное повышение температуры воды древнего моря [309]. Спорово-пыльцевые комплексы отражают пик среднемиоценового климатического оптимума (палинозона V) [309].

Этолонская свита (N_{1et}). Отложения свиты обнажены в средних течениях всех крупных водотоков вдоль западной рамки листа, а также вскрыты во

всех скважинах [309], где подошва располагается на глубинах от 700 до 1500 м, кровля — от 400 до 1000 м и более. Свита сложена туфопесчаниками, песчаниками, туфоалевролитами, гравелитами, конгломератами, псаммитовыми и алевритовыми туффитами, присутствуют карбонатные конкреции, растительный детрит и многочисленные остатки фауны моллюсков. Разрез свиты в целом выдержан по площади и характеризуется преобладанием туфопесчаников. Туфоалевролиты и туффиты образуют прослой мощностью от 0,1 до 5 м. В основании разреза почти повсеместно залегают конгломераты мощностью до 3–5 м, которые вверх по разрезу сменяются туфопесчаниками и туфоалевролитами. По латерали конгломераты сменяются гравелитами либо крупнозернистыми песчаниками. Отложения свиты залегают субгоризонтально, на большей площади не дислоцированы. Мощность этолонской свиты достигает 650 м.

На большей части площади отложения этолонской свиты залегают с угловым несогласием на разных стратиграфических уровнях. На образованиях какертской свиты несогласие наблюдалось в бассейнах рек Россошина, Сопочная, Ича [309]. В междуречье Ича—Крутогорова этолонские отложения несогласно перекрывают вивентекскую и кулувенскую свиты нерасчлененные. Далее эти образования без видимых угловых несогласий залегают на какертской свите [149]. В приустьевой части р. Опала, по данным бурения, этолонская свита несогласно перекрывает вулканы олигоцен-миоценового возраста.

Возраст свиты обоснован биостратиграфическими данными. Среди многочисленной фауны определены виды *Nuculana* ex gr. *psjakauphensis*, *Fcila* (*Truncacila*) *kamtschatica*, *Yoldia kuluntunensis*, *Serripes* cf. *kamtschaticus*, *Pitaria gretschischkini*, *Turritella* cf. *gretschischkini*, *Neptunea lirata*, *N. pluricostulata*, которые являются руководящими для этолонского биостратиграфического горизонта Западной Камчатки. Комплекс фораминифер свиты характерен для опорного Точилинского разреза. Спорово-пыльцевой комплекс соответствует палинозоне V (подзона B). Состав диатомовой флоры включает индекс-виды, характерные для среднего—позднего миоцена [309]. По совокупности всех биостратиграфических данных возраст свиты принимается средне-позднемиоценовым.

Эрмановская свита (N_{1er}) пространственно связана с этолонской свитой и сложена песчаниками, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами, туфоконгломератами, конгломератами, туфогравелитами, бурыми углями, лигнитами. Отложения характеризуются линзовидно-слоистым строением и наличием многочисленных остатков листовой флоры. Пласты бурых углей приурочены в основном к нижней части разреза. Мощность их в бассейне р. Крутогорова достигает 2 м, а в междуречье Колпакова—Кихчик не превышает 0,5 м. В скважинах междуречья Крутогорова—Колпакова [309], наблюдаются переходы от существенно песчаниковых разрезов до слоистых — песчаниково-алевролитовых с пластами бурых углей в количестве от 4–5 до 15–17. С запада на восток в эрмановской свите увеличивается роль грубообломочных отложений — конгломератов, гравелитов, песчаников и пирокластики. Также отмечается погрубение осадков снизу вверх по разрезу. Отложения не дислоцированы, залегают субгоризонтально.

Мощность эрмановской свиты достигает 650 м (по данным бурения в Колпаковской впадине). По петрографическим характеристикам породы эрмановской свиты близки к этолонской и связаны с последней постепенным переходом. Граница проводится по появлению в разрезе глинисто-углистых пачек.

Флора представлена: *Osmunda heeri*, *Matteuccia septentrionale*, *Salix kamtschatica*, *S. kenaiana*, *S. tenera*, *Pterocarya tigilensis*, *Acer tigilensis*. Большая часть перечисленных видов характерна для эрмановской свиты. Комплекс фауны включает такие виды, как *Anadaria ermanensis*, *Cristaria itelmenica*, *Corbicula matschiensis*, *Macoma secta*, *M. nipponica*, являющиеся характерными для одноименного биостратиграфического горизонта (слои с *Septifer margaritanus*) [85], возраст которого устанавливается в пределах позднего миоцена. Палинокомплексы, выделенные из отложений свиты, соответствуют палинозоне VI [309], возраст которой определяется как поздний миоцен—ранний плиоцен. Диатомовая флора включает характерные виды зоны *Neodenticula kamtschatica*, возрастной уровень которой также определен в пределах позднего миоцена—раннего плиоцена. По совокупности всех данных, возраст эрмановской свиты принимается позднемиоценовым.

ПЛИОЦЕН

Энемтенская свита (N_2en). На дневной поверхности отложения свиты обнажены вдоль западной рамки листа от р. Облуковина до р. Утка и вскрыты скважинами на глубинах залегания подошвы 974—128 м [43, 44]. Свита сложена песчаниками, туфопесчаниками, конгломератами, гравелитами, туфоалевролитами, галечниками, песками, валунниками, туффитами, редко туфами среднего состава. В основании свиты повсеместно залегают базальные конгломераты мощностью до 30 м, которые вверх по разрезу сменяются разнозернистыми песчаниками с прослоями и линзами конгломератов, песков, валунников. Туффиты, туфоалевролиты и туфы появляются в средних и верхних частях разреза. В туффитах и туфоалевролитах присутствуют отпечатки листовой флоры и растительный детрит. В целом отложения слабо литифицированы, залегают субгоризонтально. Мощность их увеличивается в западном направлении от 100—200 до 760 м.

На подстилающей эрмановской свите энемтенская залегает трансгрессивно с небольшим ($5-10^\circ$) угловым несогласием. Граница субгоризонтальная волнистая с «карманами». Свита несогласно перекрыта лавами кечевского вулканического комплекса и отложениями иткинской толщи.

Возраст свиты обоснован биостратиграфическими данными. Флора представлена следующими видами: *Salix* cf. *triandroides*, *S.* cf. *abscondita*, *S.* cf. *osprea*, *S.* cf. *udensis*, *S.* cf. *viridula*, *Populus protosuaveolens*, *Alnus tumrokensis*, *Padus* cf. *racemosa*. Все они близки к современным, в ископаемом состоянии определены в покровных фациях кахтунского и шапинского вулканических комплексов Центральной и Восточной Камчатки [226]. Состав диатомовой флоры также не противоречит плиоценовому возрасту отложений. Спорово-пыльцевые комплексы сопоставимы со спектрами слоев ТПК 5-2 и VI Точилинского разреза (энемтенская свита) [149]. Возраст энемтенской свиты принимается раннеплиоценовым.

Кечевской вулканический комплекс андезит-базальтовый

Покровные образования ($N_2k\delta$) комплекса представлены андезибазальтами, андезитами, трахиандезибазальтами, кластолавами андезитов и андезибазальтов, туфами андезитов, туффитами, туфоконгломератами и туфогравелитами. Они слагают фрагменты вулканических построек, сохранившихся в среднем течении р. Крутогорова (горы Якона, Плешивая, Ханинуски), в междуречьях Удо-

ва—Коль (гора Кехтунг, верховье р. Кунтово, высота 604 м) водораздела Коктан—Касанга) и Лев. и Прав. Кихчика (горы Кечева, Аопча, Кабаниха). В настоящее время это небольшие горные массивы высотой 400—800 м со сглаженными формами микрорельефа. Каждая вулканическая постройка обладает своими особенностями. Так, в строении вулкана горы Кабаниха примерно в равных соотношениях участвуют андезиты, андезибазальты, кластолавы андезитов и туфы с прослоями туффитов, туфогравелитов. Вулкан горы Кечева слагают андезиты, андезибазальты, трахиандезибазальты, вулкан горы Аопча — андезибазальты, андезиты, кластолавы андезитов, туфы; вулканы горы Кехтунг и верховий р. Кунтово — андезибазальты, андезиты, кластолавы андезибазальтов и андезитов, меньше туфы и туфоконгломераты; вулкан выс. 604 — андезибазальты, меньше трахибазальты; вулканы гор Якона, Плешивая, Ханинуски — андезибазальты, трахиандезибазальты, андезиты, базальты, их туфы. Мощности отдельных потоков — метры—первые десятки метров, туфов — до 10 м. Туффиты и туфоконгломераты характерны для низов разреза. Отложения не дислоцированы и залегают, как правило, периклинально относительно центров извержений с углами падения, не превышающими 10—20°. Мощность покровных фаций комплекса изменяется от 100 м по периферическим частям палеопостроек до 350—500 в их центральных частях.

Покровные фации комплекса несогласно перекрывают отложения энементенской, эрмановской, какертской свит и также несогласно перекрыты конгломератами итकिनской толщи.

По палеомагнитному анализу (2,8—1,65 млн лет) и положению в разрезе [149, 167] возраст кечевского вулканического комплекса принимается плиоценовым.

Субвулканические образования ($\alpha, \alpha\beta N_2 k\epsilon$) представлены преимущественно телами андезитов, присутствуют также тела андезибазальтов, трахиандезитов, трахиандезибазальтов, трахибазальтов. Они пространственно и генетически, как правило, связаны с покровными фациями комплекса.

Центрально-Камчатская зона [7]

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Кимитинский вулканический комплекс базальт-андезитовый

Представлен преимущественно покровными, реже субвулканическими образованиями.

Покровные образования ($N_1 km$) развиты главным образом в северной части листа, в бассейнах рек Кетачан, Копылье, Бол. и Мал. Кимитина, Лев. и Прав. Кирганик, Богдановская, меньше в центральной части площади на правом берегу верхнего течения р. Быстрая. Покровная фация комплекса представлена андезитами, андезибазальтами, базальтами, дацитами, дациандезитами, их туфами, кластолавами и лавобрекчиями, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфогравелитами, туфоконгломератами, туффитами, содержит прослой игнимбритов, песчаников, алевролитов, углистых алевролитов, аргиллитов. Они с резким угловым и стратиграфическим несогласием, с базальными конгломератами мощностью 2—30 м, залегают на верхнемеловых и верхнемеловых—палеоценовых отложениях ирунейской и кирганикской свит, а также на всех более древних образованиях

Срединно-Камчатского поднятия. В свою очередь сами перекрываются миоцен-плиоценовыми вулканитами кахтунского комплекса с угловым несогласием и конгломератами в основании.

Комплекс фациально изменчив. Так, в бассейне р. Кетачан это почти нацело эффузивные и эффузивно-пирокластические породы главным образом среднего состава. Южнее, в истоках рек Бол. и Мал. Кимитина нижняя часть разреза представлена вулканогенно-осадочными и осадочными, верхняя — эффузивно-пирокластическими образованиями, где наряду с андезитами встречаются прослой базальтовых и дацитовых лав. Еще южнее, в бассейне правых притоков р. Быстрая значительное место в составе покровной фации наряду с андезитами занимают дациты. Осадочные породы встречаются в основном в верхних и нижних частях разрезов, среди них преобладают песчаники. Для всего разреза здесь характерны темно-серые до черных углистые алевролиты. Общая мощность покровных образований комплекса 1200 м.

Породы комплекса в зонах тектонических нарушений, на контактах интрузивных и субвулканических тел подвержены гидротермальным изменениям — пропилитизации, пиритизации, аргиллизации, окварцеванию. Здесь же встречаются кварцевые, реже карбонат-кварцевые и карбонатные жилы, с которыми связано золото-серебряное оруденение.

В туфогенно-осадочных и осадочных отложениях комплекса по всему разрезу наблюдаются отпечатки моллюсков: *Yoldia thraciaeformis*, *Y. chojensis*, *Crepidula princeps*, *Anadara korfiensis sakhalinensis*, *Dosinia ausiensis*, *Macoma calcarea*, *M. echabiensis*, *Modiolus wajampolkensis*, *Thracia kavranensis*, *Diplodonta parilis*, *Cardita markini*, *Serripes groenlandicus*, *Cardium taracaicum*, *Tellina pulchra*, *Sanguinolaria sakhalinensis*, *Mya arenaria* и др. Установлена флора — *Fagus evenensis*, *Betula cf. polymorpha*, *Alnus cf. pojarkovae*. Приведенные формы являются характерными для ильинского горизонта Западной Камчатки и асачинской свиты Южной Камчатки, что позволяет датировать вмещающие их отложения средним миоценом.

Субвулканические образования ($\delta\tau N_1 km$) пространственно связаны с покровными, развиты ограниченно и представлены преимущественно мелкими телами андезитов, диорит-порфиритов, дациандезитов, дацитов, трахиандезитов. Форма их штокообразная, субпластовая, площадь — от 0,2 до 12 км². Наиболее значительные субвулканические тела расположены в верховьях р. Лев. Кирганик и на руч. Балхач (правый приток р. Бол. Кимитина). Центральные части этих тел сложены диорит-порфиритами, а краевые — андезитами.

К контактам субвулканических тел и к разрывным нарушениям в их пределах приурочены маломощные зоны пропилитизации, пиритизации и окварцевания.

Возрастное положение субвулкаников определяется пространственной и генетической связью с фаунистически охарактеризованными покровными образованиями кимитинского комплекса и калий-аргоновым определением возраста — 15 млн лет.

Кававлинский вулканический комплекс андезит-дацитовый

Представлен покровной фацией. Субвулканические образования слагают мелкие штоки (кислого и среднего состава), не выражающиеся в масштабе карты.

Покровные образования ($N_1 kv$) развиты на севере территории в бассейнах рек Быстрая, Крапивная, Димшикан, в верховьях рек Козыревка, Сухари-

ки, Бол. Кимитина. Сложены дацитами, дациандезитами, риодацитами и их туфами, риолитами, игнимбритами, туфами андезитов, туффитами, туфопесчаниками, прослоями туфоалевролитов, конгломератов, лигнитов. Характерна фациальная изменчивость по латерали. В общем объеме пород незначительно преобладают лавы. Туффиты слагают линзы, достигающие по мощности 60–70 м. В верхнем течении р. Сухарики комплекс сложен существенно кислыми эффузивно-пирокластическими вулканитами. В верховьях р. Козыревка игнимбритами и туфы кислого состава перекрыты мощной (240 м) пачкой андезитов и их туфов. В бассейне среднего–нижнего течения р. Быстрая нижняя часть разреза сложена преимущественно туфами андезит-дацитового состава, игнимбритами и редкими потоками андезитов, дациандезитов, дацитов. Выше разрез существенно лавовый с преобладанием дацитов. В самых верхах встречаются андезибазальты, в низах – туффиты и туфоосадочные породы. Соотношения вулканитов кавалинского комплекса с нижележащими отложениями кимитинского комплекса предполагаются согласными. Перекрываются образования комплекса несогласно, с размывом вулканитами кахтунского комплекса. Максимальная мощность разреза достигает 800 м.

Среди отложений комплекса развиты зоны пропилитизации, жильные кварц-карбонатные зоны, в отдельных случаях метасоматические кварциты с золото-серебряным оруденением.

В отложениях кавалинского комплекса на реках Кававля и Бол. Кимитина найдена листовая флора: *Fagus evenensis*, *Alnaster sachalinensis*, *Pterocarya ochotensis*, *Salix samylinae*, *S. varians*, *S. dasycladis*, *Acer grahamensis*, *Betulaceae*, *Rhododendron kamtschaticum*, возраст которой относится к верхам среднего миоцена. Спорово-пыльцевые комплексы из этих отложений отнесены к палинозоне V, возраст которой соответствует среднему миоцену, в отдельных случаях могут быть сопоставимы с комплексом из низов какертской свиты Точилинского разреза. Диатомовые водоросли из отложений, вскрытых скважинами на Анавгайском и Эссовском месторождениях термальных вод, характерны для умеренно холодного климата среднего миоцена.

Изотопная датировка (K-Ar) риодацита комплекса 13,7 млн лет.

На основании изложенных данных, учитывая положение в геологическом разрезе, возраст кавалинского вулканического комплекса принимается среднемиоценовым.

МИОЦЕН–ПЛИОЦЕН

Кахтунский вулканический комплекс андезит-базальтовый

Широко распространен на севере листа в Срединном и Козыревском хребтах, в бассейнах рек Быстрая Козыревка, Быстрая Хайрюзовка, Бол. и Мал. Кимитина, Кирганик, Кетачан. Представлен покровной и субвулканической фациями.

Покровные образования ($N_{1-2}kh$) представлены андезибазальтами, андезитами, базальтами, их туфами и лавобрекчиями, дациандезитами, дацитами, их туфами и игнимбритами, реже риодацитами, туффитами, туфогалечниками, туфогравелитами, туфоконгломератами, туфоалевролитами, песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами. В горной части района основная роль принадлежит эффузивно-пирокластическим отложениям. Туфогенно-осадочные и осадочные породы приурочены к осевой части Центрально-Камчатской депрессии, где их мощность, по данным бурения, достигает 600 м [2].

Кахтунский комплекс объединяет образования различных вулканических массивов — Улавкавчанского, Одыюкинского, Зайкинского, Агинского, Балхачского, гор Сахарная и Черная и др., характеризующихся определенным набором эффузивных и пирокластических отложений, что обуславливает резкую фаціальную изменчивость комплекса.

Наиболее полно изучен Улавкавчанский массив. Нижние части его разреза сложены туфоконгломератами и туфогравелитами, которые вверх по разрезу сменяются псефитовыми туффитами. Выше них идет чередование псефитовых и агломератовых туфов андезитов и андезибазальтов, лав пироксеновых андезитов и оливинсодержащих пироксеновых андезибазальтов. Встречаются отдельные потоки дацитов, прослойки пепловых туффов. Верхние части разреза (сформировавшиеся, судя по спорово-пыльцевым спектрам, в плиоцене) сложены пирокластами и эффузивами кислого состава. Завершается разрез игнимбритами, которые занимают довольно обширные площади.

Одыюкинский массив, развитый в Козыревском хребте, сложен однообразной малодифференцированной по составу серией вулканических пород от базальтов до андезитов. Преобладают дупироксеновые андезиты и оливинсодержащие андезибазальты, их туфы. Весьма редки потоки базальтов, эпизодичны слои туффов, обычно залегающие среди нормальных туфов.

Вулканиды, слагающие Агинский массив, образуют слабо дифференцированный андезит-базальтовый ряд. Андезибазальты и базальты преобладают, меньше андезитов и пирокластических пород. Эффузивы тесно связаны с дайково-силловой питающей системой. Мощность эффузивных серий достигает 400–500 м, они имеют пологое (до 15°) периклинальное залегание, подчеркивающее конус палеовулканической постройки.

В верховьях р. Лев. Кирганик в разрезе покровных образований комплекса доминируют туфы андезитов и андезибазальтов агломератовые и псефитовые. Лавы и лавобрекчии занимают небольшой объем, приурочены в основном к верхам разреза, представлены андезитами и нередко оливиновыми базальтами.

В районе горы Балхач (одноименный массив) в разрезе покровных образований комплекса резко преобладают роговообманковые и пироксен-роговообманковые андезиты, их лавобрекчии и туфы.

В районе гор Сахарная и Черная вулканиды представлены преимущественно дациандезитами и дацитами, которые слагают экстрезивные купола и короткие лавовые потоки.

Покровные образования кахтунского комплекса залегают с угловым несогласием, с базальными конгломератами на всех более древних образованиях, в том числе на кимитинских и кававлинских вулканидах. Сами несогласно перекрываются плиоценовыми отложениями крерукского вулканогенного комплекса.

Мощность их достигает 1400 м.

С породами кахтунского комплекса связаны пропилитизированные, пиритизированные, аргиллизированные, окварцованные породы и метасоматиты (пропилиты, аргиллизиты, вторичные кварциты), кварцево-золоторудные жилы и зоны.

Возраст пород комплекса по палеомагнитным данным 12 разрезов определяется в интервале 2,4–6,5 млн лет [348]. Радиологические определения (K-Ar метод) 28 образцов — 3,8–14 млн лет [119, 192, 348, 417, 6].

Листовая флора в отложениях комплекса: *Salix lapponum*, *S. brachypoda*, *S. kachtunensis*, *S. tumrokensis*, *S. glaucifolia*, *S. samylinae*, *S. udensis*, *S. itelmensis*, *S. kenajana*, *S. raeana*, *Alnaster pseudokamtschaticum*, *Alnus tumrokensis*, *Populus suaveolenoides*, *P. corfiensis*, *Juglans acuminata* характеризует позднелиоценовое—раннелиоценовое время [393, 1, 402].

Комплекс спор и пыльцы, выделенный из характеризующихся отложений, сопоставляется с таковым из эрмановской и этолонской свит. Диатомовая флора из отложений, вскрытых скважинами в пос. Эссо, определяет миоценовый (скорее всего, поздний миоцен) их возраст [192].

На основании приведенных фактов, учитывая положение кахтунских вулканитов в общем разрезе, их возраст принимается поздним миоценом—ранним плиоценом.

Субвулканические образования (β , $\alpha\beta$, α , $\delta\pi$, ζ , λ $N_{1-2}kh$) пространственно связаны с покровными отложениями комплекса, развиты ограниченно. Состав их пестрый — базальты, андезибазальты, андезиты, диорит-порфириты, дациты, риолиты. Форма штокообразная, субпластовая. Площади тел небольшие, редко превышают первые квадратные километры.

Одно из крупных субвулканических тел (р. Ага) представляет собой нижнюю зону питающей системы Агинского вулканического массива, имеет сложную структуру и дифференцированный петрографический и петрохимический состав. Оно сложено как порфировидными полнокристаллическими породами (диорит-порфиритами, диоритами, габбро-диоритами, амфиболсодержащими габбро), так и породами явно эффузивной структуры (андезитами, андезибазальтами, долеритами). Между всеми этими разновидностями существуют постепенные взаимопереходы.

ПЛИОЦЕН

Крерукский вулканический комплекс андезибазальт-трахит-андезитовый

Развит ограниченно в северной части листа, в бассейнах рек Быстрая (Хайрюзовка), Белоголовая 1-я, Морошка. Представлен покровной и субвулканической фациями.

Покровные образования (N_2kr) сложены преимущественно переслаиванием лав среднего состава с их туфами и лавобрекчиями. Несколько меньше развиты лавы и туфы базальтов. Еще реже встречаются умереннощелочные, лавы среднего и основного, редко кислого состава и вулканогенно-осадочные породы. Для покровных образований комплекса характерна резкая фациальная изменчивость, обусловленная приуроченностью к разным вулканическим массивам, а в пределах последних — различной удаленностью от центров извержений.

Наиболее ранние отложения комплекса представлены лавами оливиновых, оливин-плагиоклазовых, пироксен-плагиоклазовых базальтов, трахибазальтов, в меньшем количестве туфами основного и смешанного состава, лавами андезибазальтов, андезитов (нюлкандинский палеовулкан). Причем в низах разреза преобладают пирокластические фации, широко развитые в непосредственной близости от центра, выклинивающиеся к периферии палеовулкана. Эффузивные фации резко доминируют как вверх по разрезу, так и по латерали.

В бассейне верхнего течения р. Белоголовая 1-я вулканиты комплекса, слагающие белоголовский палеовулкан, представлены лавами андезибазальтов, трахиандезибазальтов, андезитов, трахиандезитов, трахитов, трахибазальтов, туфами смешанного и щелочного состава.

В бассейне левобережья р. Галдавить в составе покровных образований крерукского комплекса, наряду с лавами и туфами андезибазальтов и андезитов, появляются лавы риолитов, связанные с довольно крупными экструзивными куполами в хр. Пааялпан.

Крерукские вулканиты, развитые в верховьях р. Быстрая (Хайрюзовка) в районе горы Оччамо, представлены андезитами, андезибазальтами, их туфами и кластолавами, дацитами, их туфами и игнимбритами, базальтами, их туфами, туфоконгломератами. Такой пестрый состав объясняется субодновременной деятельностью различных близко расположенных вулканических центров. Причем, на ранних этапах деятельности преобладал средний—основной вулканизм, на более поздних — кислый.

Покровные образования крерукского комплекса залегают несогласно на миоценовых кавалинских и миоцен-плиоценовых кахтунских вулканитах. Перекрываются также несогласно эоплейстоцен-нижненеоплейстоценовыми лавами срединенского и белоголовского комплексов.

Мощность их достигает 650 м.

С крерукскими вулканитами связаны пропилитизированные, аргиллизированные породы и вторичные кварциты, приуроченные к центральным частям палеовулканов, к тектоническим нарушениям, к контактам субвулканических тел. Измененные породы иногда несут золото-серебряную минерализацию. Плиоценовый возраст комплекса обосновывается следующими данными. Палеомагнитный анализ разрезов датирует их в диапазоне 2,6–1,6 млн лет [349]. Радиологические определения возраста (K-Ar) пород комплекса заключены в пределах 4–1,5 млн лет. Спорово-пыльцевые комплексы из туфоосадочных прослоев комплекса характеризуют средне-позднеплиоценовую палинозону и сопоставляются с палинокомплексами, выделенными в верхних горизонтах крерукского комплекса в бассейнах рек Крерук, Кроки, Тигиль. Находки ископаемых растительных остатков в районе горы Оччамо (*Chosenia arbutifolia*, *Salix udensis*, *S. dosyclados*, *S. pentandra*, *Populus protosuaveolens*, *Alnaster pseudokamtschaticum*, *Rhododendron parakamtschaticum*, *Vaccinium uliginosum* и др.) подтверждают плиоценовый возраст [424].

Субвулканические образования (α , $\zeta\alpha$, λ , τ N₂kr) тесно связаны с покровными, часто приурочены к центрам палеовулканов. Представлены многочисленными мелкими штоками, силлами, дайками разного состава (от базальтов до риолитов), в том числе и умереннощелочного состава.

Возраст пород принимается плиоценовым на основании геологических соотношений (прорывают плиоценовые вулканиты, перекрываются лавами эоплейстоцен-ранненеоплейстоценового возраста). По палеомагнитным данным, трахиты комплекса образовались в эпоху Матуяма, на уровне эпизода Гилза (около 1,6 млн лет). По данным определения радиологического возраста (K-Ar) по монофракции калиевого полевого шпата возраст трахитов комплекса 2–2,5 млн лет [349].

Тюшевская зона [8]

ЭОЦЕН

Тундровская группа

В состав группы входят тундровская и правореченская свиты.

Тундровская свита (P_2tn). Отложения свиты слагают тектонические пластины на перешейке Кроноцкого полуострова в междуречье Тюшевка—Четвертая и на левобережье р. Мал. Чажма. В строении свиты принимают участие песчаники, туфопесчаники, гравелиты, алевролиты, туфоалевролиты, аргиллиты, туфоаргиллиты, туффиты, очень редко конгломераты, известняки, пепловые туфы. Нижняя граница свиты не известна. Породы тундровской свиты согласно перекрываются (постепенный переход) терригенными отложениями чажминской свиты.

Породы свиты интенсивно дислоцированы, разбиты надвигами, смяты в крупнопоставленные, нередко изоклиальные складки, опрокинутые на юго-восток. В целом строение свиты довольно однообразное. Для нижних частей разреза характерны слои ожелезненных песчаников с обильным растительным детритом, слойки углей и редкие карбонатные стяжения. В целом для разреза, несмотря на его монотонность, устанавливается закономерное изменение гранулометрического состава осадков — от более грубых в нижних частях до существенно песчаного — в верхних. На северо-западных склонах горы Скалистая нижняя часть разреза (500—550 м) имеет несколько иное строение. Здесь преобладают грубообломочные породы — гравелиты, гравийные песчаники, встречаются редкие линзы конгломератов. В бассейне р. Четвертая в отложениях свиты наблюдаются маломощные прослойки каменных углей, обильная примесь обугленного растительного детрита, прослойки туфов кислого состава.

Мощность пород около 1500 м.

Из отложений свиты выделены и определены бентосные фораминиферы: *Rhabdammina* sp. indet., *Bathysiphon eocenicus*, *Psammosphaera* cf. *laevigata*, *Glomospira charoides*, *G.* cf. *diffundes*, *Asanospira* cf. *akkeshiensis*, *Adercotryma* cf. *horrida*, *Trochaminoides* sp. indet., *Cyclamina* sp. indet., *Martinottiella* sp. indet., *Silicosigmoilina* sp. indet.

Палинокомплекс тундровской свиты имеет следующую характеристику: споры (5—6 %), голосеменные (50—58 %), покрытосеменные (36—48 %). Споры разнообразны — папоротники, плауны, мхи, водоросли. Пыльца голосеменных представлена преимущественно сосновыми (48—50 %), с темнохвойными компонентами — *Picea* sp., *Tsuga* sp. (7—12 %). Среди покрытосеменных преобладают термофилы (23—31 %), представленные естественными таксонами [178].

По комплексу органических остатков и положению в разрезе возраст тундровской свиты принимается средне-верхнеэоценовым.

Правореченская свита (P_2pr). Отложения свиты пользуются ограниченным распространением в среднем течении р. Корниловская, Прав. Корниловская (южная часть Валагинского хребта), где она и была впервые выделена [179], на юго-западном склоне массива горы Моково (северная часть Валагинского хребта), в междуречье Прав. Авача—Стеновая (Ганальский хребет).

Свиту слагают песчаники, глауконитовые песчаники, алевролиты, туффиты, спонголиты, органогенные известняки (ракушечники).

Породы свиты залегают с угловым несогласием на подстилающих образованиях и согласно перекрываются отложениями тюшевской серии (бассейн р. Корниловская). По р. Корниловская базальные слои свиты представлены органогенными известняками, переслаивающимися с туффитами, песчаниками, гравелитами. В подошве базальных слоев наблюдаются гравий, галька и валуны яшм, габброидов, долеритов, базальтов, кремней, кремнистых алевролитов. Мощность базальных слоев колеблется от 2 до 20 м. Выше залегают пачка неравномерного (0,3–15 м) переслаивания туффитов, гравелитов, конгломерато-брекчий, вулканомиктовых песчаников, спонголитов, кремнистых аргиллитов. Мощность пород пачки более 200 м.

В юго-западной части массива горы Моково правореченская свита сложена песчаниками, туфоаргиллитами, известковистыми песчаниками и гравелитами, ракушняками и конгломератами. Здесь породы свиты несогласно с базальными конгломератами в основании залегают на полимиктовом терригенном меланже и на породах ветловской серии. Обломочный материал в конгломератах представлен кремнями, долеритами, кремнистыми аргиллитами, редко известняками и туфами. Мощность свиты не менее 300 м.

В Ганальском хребте отложения правореченской свиты несогласно перекрывают породы стеновой серии. Здесь свита сложена преимущественно песчаниками и алевролитами (часто углистыми), реже конгломератами и гравелитами, наблюдаются отдельные прослои углистых аргиллитов, известняков (10–30 см), слойки и линзочки каменных углей. Глинистые породы тяготеют к верхам разрезов, конгломераты – к средней части их.

В составе пород всегда присутствует обуглившийся растительный детрит, в алевролитах средней части разреза нередко наблюдаются плохо сохранившиеся отпечатки растений, все породы характеризуются темно-серой и черной окраской, четкой слоистостью.

В бассейне р. Корниловская в породах свиты обнаружена фауна: *Glycymeris* sp., *Ostrea* sp., *Pododesmus* ex gr. *newcombei*, *Hemithyris* sp., *Terebratalia* sp. Кроме того, здесь же из пород свиты выделен комплекс фораминифер.

На юго-западном склоне массива горы Моково в отложениях свиты обнаружены и определены: *Miltha snatolensis*, *Modiolus flabellatus utcholakensis*, *Tellina snatolensis*.

В верховьях р. Воеводская из пород свиты собрана фауна: *Cyrena* cf. *prominenta*, *Corbicula snatolensis*, *Macrocallista* cf. *furlongi*, *Macoma tigilensis*, *Turbonilla kamtschatica* [179].

Органические остатки, перечисленные выше, указывают на средне-поздне-эоценовый возраст вмещающих отложений.

Мощность правореченской свиты около 400 м.

ОЛИГОЦЕН

Чажминская свита (Р₃с^ж). Породы свиты распространены в пределах полосы, простирающейся в северо-восточном направлении, от верховьев р. Тюшевка до истоков р. Первая. Разрез сложен конгломерато-брекчиями, конгломератами, гравелитами, гравийными песчаниками, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, пепловыми туфами, мергелями.

На подстилающих образованиях тундровской свиты породы чажминской свиты залегают согласно (постепенный переход). Породы чажминской свиты интен-

сивно дислоцированы, разбиты разрывными нарушениями на блоки, расчешены надвигами. Наиболее типичными являются пачки массивных алевролитов, туфо-алевролитов, алевритистых аргиллитов, слагающих нижнюю часть разреза. В алевролитах часто присутствуют линзы, стяжения, конкреции (диаметр до 1 м) мергелей и пласты (1–6 м) пепловых туфов кислого состава, кремней и кремнистых аргиллитов. Выше разрез постепенно сменяется песчаниками, гравийными песчаниками, содержащими линзы и прослой гравелитов, мелкогалечных конгломератов, конглобрекций и ракушняков. Конгломераты нередко содержат многочисленные карбонатные конкреции с фауной. Верхние части разреза сложены переслаиванием песчаников, алевритистых аргиллитов, аргиллитов и туффитов. Наблюдаются редкие слои мергелей. Для этой части характерны элементы ритмичного строения. Мощность пород чажминской свиты составляет не менее 1100 м.

В породах свиты обнаружена фауна: *Nucula yotsucurensis*, *N. ex gr. tumiensis*, *Acila cf. osugii tovafaensis*, *A. perfecta*, *A. praedivariata*, *Yoldia cf. tokunagai*, *Y. nitida var. nana*, *Y. cf. caudata*, *Cyclocardia yakatagensis*, *Clinocardium asagaiense*, *Solemya ex gr. subventricosa*, *Periploma cf. besshoensis*, *Turritella aff. importuna*, *Natica cf. nairoensis*, *Polinices ex gr. esutoruensis*, *Musashia olutorskiense*, *Neptunea ezoana*.

Фораминиферы: *Rhabdammina* sp., *Bathysiphon eocenicus*, *Ammodiscus* sp., *Haplophragmoides laminatus*, *Asanospira carinata*, *Budashevaella cf. deserta*, *Cyclamina pacifica*, *Trochammina* sp., *Martinottiella communis*, *Globobulimina cf. pacifica* [178].

На основании макро- и микрофаунистических данных возраст пород чажминской свиты определяется как олигоценый.

ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Тюшевская группа

В состав группы входят терригенные отложения тюшевской, горбушинской и богачевской свит.

Тюшевская свита ($P_3-N_1T_5$) развита в Валагинском хребте в бассейне р. Корниловская. Породы свиты согласно залегают на отложениях правореченской свиты и согласно перекрываются образованиями корниловской свиты.

В разрезе тюшевской свиты выделяются туффитовая и туфопесчаниковая пачки. Первая сложена преимущественно туффитами, в меньшей мере – туфогенными песчаниками, песчаниками, алевролитами, туфоалевролитами, гравелитами, глауконитовыми песчаниками и гравелитами, туфами кислого и среднего состава, мергелями и карбонатными песчаниками. Мощность около 500 м. Вторая пачка представлена преимущественно туфопесчаниками, песчаниками, в меньшей мере – алевролитами, туффитами, гравийными песчаниками, гравелитами, конгломератами, пепловыми туфами кислого и среднего состава, мергелями, глауконитовыми туфопесчаниками, аргиллитами. В разрезе пачки содержится обилие конкреций мергелей и карбонатных песчаников. Мощность 400 м. Общая мощность тюшевской свиты 900 м.

Граница между туффитовой и туфопесчаниковой пачками проводится по подошве глауконитового пласта (горизонта), с которого и начинается разрез туфопесчаниковой пачки. Мощность его меняется от 5,5 до 14 м, прослеженная протяженность около 8 км. «Глауконитовый горизонт» сложен песчаниками, гравелита-

ми, разногачечными конгломератами. Обломки в них представлены базальтами, андезитами, кремнистыми породами, известняками, алевролитами, полевыми песчаниками, а также диоритами, гранодиоритами, в т. ч. присутствуют биотит-роговообманковые тоналиты, зеленокаменно измененные эффузивы и туфы позднемеловой китильгинской толщи. Количество глауконита меняется от 1–2 до 50–60 %. Он образует округлые зерна (до 1,5 мм), замещает радиоларии, обломки пород и минералов. Цемент пород «глауконитового горизонта» глинистый. Верхняя граница горизонта всегда нечеткая с постепенным переходом в вышележащие породы, нижняя – резкая, ровная, без признаков размыва.

В туффитовой пачке определена макрофауна: *Nuculana* ex gr. *tumiensis*, *Acila* ex gr. *gettysburgensis*, *Malletia* cf. *onorensis*, *Delectopecten* ex gr. *kriljonensis*, *Laternula* cf. *besshoensis*, *Tellina* cf. *clivosa*, *Macoma sejugata*, *M. simizuensis*, *Solariella ochotensis*. Этому уровню соответствуют фораминиферы: *Rhabdammina eocenica*, *Asanospira carinata*, *Cyclammina pacifica*, *C.* cf. *japonica*, *Globulimina pacifica*. Палинокомплекс включает голосеменные: *Picea*, *Tsuga*, *Taxodiaceae*, покрытосеменные: *Juglandaceae*, *Castanopsis*, *Alnus*.

В туффопесчанниковой пачке обнаружены: *Nuculana* cf. *tumiensis*, *Acila* cf. *piturata*, *Portlandella nitida*, *P.* ex gr. *cerussata*, *P. tokunagai*, *Yoldia* ex gr. *longissima*, *Y.* cf. *caudata*, *Malletia inermis*, *Laternula* cf. *totschiloensis*, *Cardita kinkilana gackhensis* и др., указывающие на раннемиоценовый возраст вмещающих отложений. На этот же возраст указывают фораминиферы: *Haplophragmoides carinatus*, *Cyclammina japonica*, *Pyrgo inornata*, *Dentalina baggi*, *Melonis* cf. *tumiensis*, *Nonionella miocenica*, *Criboelphidium subglobosum*, *Islandiella californica ochotica*.

Радиологический возраст глауконита, «глауконитового горизонта», составляет 25 ± 3 млн лет (K-Ar) [179].

Учитывая все эти данные, возраст пород тюшевской свиты олигоцен-раннемиоценовый.

Горбушинская свита (P_3-N_1 gr)*. Отложения свиты развиты на Кроноцком перешейке в пределах полосы шириной до 20 км, простирающейся в северо-восточном направлении от нижнего течения р. Татьяна до приустьевой части рек Мал. и Бол. Чажма. В строении свиты принимают участие туффопесчаники, песчаники, алевролиты, аргиллиты, туффиты, гравелиты, конгломераты, мергели, пепловые туфы кислого и среднего состава, редко глауконитовые песчаники, ракушечники, известняки. Базальные слои (до 2 м) свиты сложены ракушняками либо валунными конгломератами, конглобрекчиями. Обломочный материал представлен исключительно базальтами. Предполагается согласная граница с нижележащей осадочной чажминской свитой. В целом строение горбушинской свиты монотонно-флишоидное, тем не менее ее разрез согласно расчленен на три согласно залегающие пачки, различным соотношением слагающих их пород. Мощность пород горбушинской свиты 1200 м.

Отложения горбушинской толщи залегают полого, углы падения в среднем составляют 5–15%.

* Выделена М. Е. Бояриновой (2001). Ранее эти отложения всеми исследователями, проводившими работы на Кроноцком перешейке, выделялись в оленинскую свиту, вошедшую во все публикации и отчеты. Оленинская и горбушинская свиты – синонимы.

На основании комплекса органических остатков возраст пород горбушинской свиты олигоцен-среднемиоценовый [178].

Богачевская свита (P_3-N_1bg). Породы свиты распространены в северо-западной части Кроноцкого перешейка, где они прослеживаются в пределах непрерывной полосы от р. Тюшевка на юго-западе до побережья Камчатского залива на северо-востоке. Подошва и кровля свиты неизвестны, повсеместно поля ее пород ограничены разломами.

Отложения свиты подразделяются на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена преимущественно однородными туфоалевролитами, алевролитами, аргиллитами и туффитами. Существенно алевролитовый разрез расслаивается тонкозернистыми песчаниками, диатомитами, пепловыми туфами. Отдельные горизонты обогащены карбонатными конкрециями – от мелких шарообразных до больших диаметром до 1 м. В нижних частях разреза присутствуют пласты кремней мощностью первые метры. Мощность нижней подсвиты 1000–1100 м. Верхняя подсвита представлена преимущественно разнозернистыми песчаниками, гравийными песчаниками и гравелитами. В нижних частях подсвиты в песчаниках присутствуют прослойки и пачки, мощностью до 100 м, переслаивания мелкогалечных, валунно-галечных конгломератов, конгломерато-брекчий, гравелитов и разнозернистых песчаников. В породах много растительного детрита, обломочков угля и линз углей. Мощность верхней подсвиты 1300–1400 м.

Общая мощность богачевской свиты 2300–2500 м.

Породы свиты интенсивно дислоцированы, сложены в крутоставленные складки северо-восточного простирания, разбиты разрывами на блоки, расчешуены надвигами, в подошвах некоторых чешуй наблюдаются маломощные зоны меланжа.

В отложениях свиты обнаружены макро- и микрофауна, споры и пыльца.

Фауна: *Acila vengeriana*, *Nuculana crassatelloides*, *N. alferovi vengeriensis*, *Yoldia chojensis turbida*, *Y. djakovi*, *Y. orientalis*, *Y. scapha*, *Y. tokunagai*, *Y. triangula*, *Y. ex gr. caudata*, *Y. (Cnesterium) nabiliana*, *Mytilus dvalii*, *Cyclocardia talovajensis*, *Macoma simizuensis*, *Solemya tokunagai*, *Mya grewingki*, *Natica clausa*, *Plicifusus cf. ornatus*, *Colus cf. kuluvensis*, *C. tjushevskensis*. Состав приведенного комплекса фауны указывает на олигоцен-миоценовый возраст вмещающих отложений.

Основными видами комплекса фораминифер являются: *Haplophragmoides spadix*, *H. cf. tortuosus*, *Budashevaella cf. deserta*, *Cyclammia japonica*, *Martinottiella bradyana*, *Liebusella laevigata*, *Euuvigerina cf. plumata*, *E. auberiana*, *Globobulimina pacifica*. Состав палинологического комплекса: споры – 4–12 %, голосеменные – 51–73 %, покрытосеменные – 16–38 %. Споры представлены кочедыжниковыми и мхами. Среди голосеменных преобладает пыльца ели (до 55 %), в меньшей мере сосны (до 10 %), тсуги (до 9 %). В группе покрытосеменных основу комплекса составляет ольха (12–25 %), термофилы малочисленны (до 4 %) – орех, дуб, вяз, восковник [178].

Комплекс диатомей, выделенный из верхней части разреза свиты, представлен 26 морскими таксонами и тремя пресноводными. В комплексе отмечена наиболее высокая численность бореально-тепловодного вида *Pyxidicula turris*, а из вымерших видов узкого возрастного диапазона характерны виды среднемиоценового времени – *Pyxidicula aciculata*, *P. shenckii*, *P. turris aciculata*.

По комплексу органических остатков время накопления пород богачевской свиты происходило в интервале олигоцен—ранний миоцен, возможно, нижняя часть среднего миоцена.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Ракитинская группа

Ракитинская группа объединяет ракитинскую свиту и флишоидную толщу, отложения которых развиты на Кроноцком перешейке.

Ракитинская свита (N_{1rk}) имеет незначительное распространение на правобережье р. Ракитинская и по р. Тюшевка. В строении свиты принимают участие конгломераты, валунники, брекчии, ракушняки, гравелиты, песчаники, туфопесчаники, глауконитовые песчаники и туфопесчаники, туффиты, спонголиты, диатомиты, пепловые туфы, алевролиты, аргиллиты, лигниты. На образованиях козловской свиты отложения ракитинской свиты залегают несогласно с базальными конгломератами в основании. Обломки в конгломератах представлены валунами и глыбами базальтов козловской свиты. Конгломераты срезают нижележащие слои козловской свиты, содержат линзы ракушняков. Мощность конгломератов 4 м.

Ракитинская свита полифациальна. На р. Ракитинская нижние части разреза сложены ракушняками либо известняками с валунами базальтов, либо глауконитовыми песчаниками. К нижней части разреза приурочены линзы и прослои лигнитов, иногда с флорой. Выше в разрезе чаще всего залегает пачка серых песчаников мощностью 10 м с фауной, пачка переслаивания спонголитов, известняков, туффитов, пепловых туфов, туфопесчаников. Она перекрывается пластом глауконитовых песчаников мощностью 2,5 м. Мощность ракитинской свиты колеблется в пределах 15—40 м. Максимальная ее мощность на р. Водопадная составляет 90—100 м.

Породы свиты формировались в восточной, краевой части Тюшевского прогиба, они относятся к мелководным прибрежным фациям и скорее всего являются базальными слоями флишоидной толщи.

Комплекс моллюсков ракитинской свиты в районе Больших Тюшевских источников (свита Горячих ключей) представлен: *Nucula psjakauphensis*, *Chlamys* cf. *rakitiensis*, *Mytilus* cf. *middendorffii*, *Venericardia tjuschevkensis*, *Lucinoma acutitneata*, *Thyasira nana*, *Macrocallista tjuschevkensis*, *Saxidomus kamtschaticus*, *Macoma truncatoides*, *Mya cuneiformis*, *Criptomya californica*, *Thracia thrapeoides*, *Natica clausa*, *Polinices galiano* и др.

На правобережье р. Ракитинская наряду с описанными появляются виды: *Nuculana* aff. *calkinsi*, *Glycymeris chitanii*, *Limatula pilvornsis*, *Cremella sertunayana*, *Crassatella inquirendus*, *Cyclocardia veniaminovi*, *Ainocardita kevetscheveemensis*, *Clinocardium californiense*, *Laevicardium* cf. *taracaicum*, *Nemocardium samarange*, *Keenocardium* cf. *meneri*, *Panomya simotomensis*, *Thracia kavranensis*, *T. condoni*.

Комплекс фораминифер из района Больших Тюшевских источников представлен: *Polymorphina charlottensis*, *Sigmomorphina suspecta*, *Melonis pacificus*, *M. soldanii*, *Porosorotalia* cf. *crassisepa*, *Cibicides fletcheri*, *C. lobatulus*, *Buccella* cf. *pulchella*,

Perfectonion cf. *obscurus*, *Trifarina* cf. *kokozuraensis*. В этих же слоях была собрана флора: *Dryopteris* sp., *Araucaria* sp., *Fagus* sp., *Ulmus* cf. *pyramidalis*, *Betula* sp., *Magnolia* sp., *Phyllites* sp., *Acer* sp.

Палинологические спектры в районе Больших Тюшевских источников характеризуются преобладанием покрытосеменных. На правобережье р. Ракитинская выделяются два палинокомплекса. Нижний (базальные слои) характеризуются термофилами (10–57 %): *Liquidambar*, *Verrutricolpites* и др. Много *Pinus*. Верхний палинокомплекс более термофильный: из покрытосеменных много *Fagus*, *Juglans*, *Alnus*, *Myrica*, отмечены *Betulaceae*, из голосеменных *Pinus*, *Taxodiaceae*, *Tsuga*, споры *Polypodiaceae* [178].

Возраст пород ракитинской свиты на основании определений фауны, микрофауны, спор и пыльцы среднемиоценовый.

Флишоидная толща (N_1fl). Отложения толщи залегают согласно на породах ракитинской свиты. В разрезе толщи выделяются четыре литологические пачки, залегающие согласно. Первая пачка представлена в основном гравийными песчаниками, связанными с породами ракитинской свиты постепенным переходом. Мощность пачки до 80 м. Вторая пачка сложена в нижней части (70 м) преимущественно песчаниками с линзами гравелитов и прослоями аргиллитов. Верхняя часть пачки (30 м) представлена алевролитами с обилием карбонатных конкреций. В северном и северо-западном направлении замещается флишоидно переслаивающейся пачкой (песчаники, алевролиты, аргиллиты). Выше залегает ритмичнослоистая пачка, для нижних частей которой характерно переслаивание алевритистых песчаников, мелкозернистых песчаников (от 2–5 до 10 см) с алевролитами (до 10 см), в меньшей мере, с аргиллитами. Характерны карбонатные конкреции и пласты пепловых туфов. В верхней части разреза пачки залегают крупнозернистые песчаники. Мощность пачки 200 м. Третья пачка сложена гравелитами, крупнозернистыми средне- и мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, переслаивающимися между собой через 10–15, реже 30 см. Мощность пачки 250 м. Четвертая пачка сложена преимущественно алевролитами, аргиллитами и песчаниками, переслаивающимися между собой через 1–2–3 см. Мощность пачки не менее 100 м.

Общая мощность толщи 600–800 м.

Фауна: *Yoldia arcuata*, *Mytilus dvalii*, *Thyasira disjuncta ochotica*, *Solemya tokunagai*, *Colus kuluvensis* и др.

Кроме того, в отложениях флишоидной толщи обнаружены и определены микрофауна, споры и пыльца, диатомеи. По комплексу органических остатков возраст пород флишоидной толщи среднемиоценовый [178].

Корниловская свита (N_1kr). Породы свиты распространены по р. Корниловская (Валагинский хребет). На отложениях тюшевской свиты залегает согласно. Граница между ними проводится по подошве пласта (0,6 м) массивных, серых песчаников с обломками обугленной древесины и алевролитов. Отложения свиты достаточно сложно дислоцированы, углы падения пластов часто более 30°. В разрезе четко выделяются три согласно залегающие пачки: нижняя, средняя и верхняя.

Нижняя пачка представлена слоистыми песчаниками, содержащими прослой и линзы гравелитов. Для песчаников характерна примесь рассеянных галек, гравия и обугленного растительного детрита. Наиболее отличительной особенностью

пачки является обилие макрофауны — пеллеципод, гастропод, морских ежей. Фауна имеет крупные размеры и нередко образует слои ракушняков (0,15 м). Мощность нижней пачки 250 м.

Средняя пачка сложена песчаниками, гравелитами и конгломератами, в крайне незначительном количестве присутствуют слои алевролитов. В разрезе доминируют песчаники и гравелиты, конгломераты имеют подчиненное значение. Мощность средней пачки 650 м.

Верхняя пачка представлена алевролитами, туфоалевролитами, глинистыми и известковистыми туфоалевролитами, аргиллитами, в меньшей мере — песчаниками, гравелитами, мергелями, конгломератами. Разрез пачки существенно алевролитовый. Мощность верхней пачки 600 м.

Общая мощность корниловской свиты 1500 м.

В отложениях свиты обнаружены макро- и микрофауна, споры и пыльца. Из моллюсков для нижней части разреза характерны: *Yoldia* cf. *chojensis*, *Portlandella tokunagai magna*, *Crenella* cf. *sertunayana*, *Diplodonta* cf. *gravis*, *Serripes groenlandicus*, *Tellina clivosa*, *Macoma dissimilis*, *Spisula onnehiuria*, *Mya arenaria*, *Natica* cf. *clausa*, *Plicifusus* cf. *ornatus*. Здесь же отмечены морские ежи. Комплекс вышележащих слоев включает: *Yoldia epilongissima*, *Y. chojensis*, *Portlandella tokunagai magna*, *Musculus kryshstofovitschi*, *Laevicardium taracaicum*, *Clinocardium californiense*, *Serripes groenlandicus*, *Papyridea sakhalinensis*, *Diplodonta gravis*, *Tellina clivosa*, *Macoma arctata*, *Spisula onnehiuria*, *Mya* ex gr. *arenaria*, *Panope ampla*, *Margarites* cf. *johnsoni*, *Polinices galianoi*, *Neptunea* ex gr. *lirata*, *N. plicata*, *Fusinus* cf. *coli*; встречаются морские ежи.

Палинокомплекс характеризуется преобладанием голосеменных над покрытосеменными. В спектрах верхней части возрастает роль покрытосеменных (до 50%) при значительном участии голосеменных. Термофилы относительно немногочисленны (4%).

В верхней части разреза свиты моллюски представлены следующими формами: *Serripes groenlandicus*, *Liocyta* ex gr. *fluctuosa*, *Macoma inquinata*, *M. truncatoides*, *Spisula* ex gr. *voyi*, *S. selbyensis*, *Maetra californica*; отмечены морские ежи. К средней части подгоризонта приурочены моллюски: *Thracia kavranensis*, *Pandora* sp., *Tellina aragonia*, *Macoma echabiensis*. *M.* ex gr. *nasuta*, *M. truncatoides*, *Natica* cf. *clausa*. Выше по разрезу они сменяются следующим комплексом: *Acila castrensis*, *Nuculana majamraphensis*, *Yoldia thraciaefpormis*, *Y. vengeriana*, *Mizuhopecten* sp., *Cyclacardia veniaminovi*, *Serripes groenlandicus*, *Panope simotomensis*, *Turritella* ex gr. *gretschischkini*, *Natica clausa*, *N. janthostoma*, *Polinices galianoi*. В кровле подгоризонта отмечены: *Nuculana majamraphensis*, *N. praerobai sachalinensis*, *Malletia kurasiensis*, *Pandora* sp., *Liocyta* ex gr. *fluctuosa*.

Фораминиферы: *Haplophragmoides indentatus*, *H. renzi*, *Trochammina pacifica*, *Sigmoidella pacifica*, *Epistominella pacifica*, *Planulina wullerstorfi*, *Islandiella laticamerata*. Отмеченные комплексы сходны со среднемиоценовыми бентосными ассоциациями Японии, Сахалина, Западной Камчатки и Северной Америки.

Палинокомплекс характеризуется преобладанием пыльцы покрытосеменных (43–64 %): доминирует *Alnus* (25–51 %), субдоминанта *Betula* (6–20 %); из теплолюбивых встречается *Ulmus*, спорадически *Juglandaceae*, *Corylus*, *Myrica*. Голосеменные составляют 23–52 %, доминирует ель.

В целом комплексы органических остатков позволяют датировать вмещающие отложения корниловской свиты средним миоценом. Причем верхняя часть свиты соответствует среднемиоценовому климатическому оптимуму [179].

Левожупановская серия ($N_1^{1\dot{z}}$). Отложения серии распространены в бассейнах рек Лев. Жупановая и Корниловская. Породы серии залегают несогласно на подстилающих образованиях. При средне- и крупномасштабном картировании серия расчленена на холодненскую и хрустальненскую свиты. Нижняя часть разреза серии (1000 м), соответствующая по объему холодненской свите, сложена алевролитами, алевропесчаниками, конгломератами, гравелитами, песчаниками. Алевролиты и алевропесчаники в разрезе преобладают, они, как правило, насыщены гравием, мелкой галькой и растительным детритом. Литологические различия образуют чаще всего пачки переслаивания (0,01–3 м), различающиеся соотношением слагающих их пород. Для конгломератов этой части разреза характерно наличие обломков биотита, кварца, двуслюдяных, гнейсовидных гранитов, зеленокаменно измененных базальтов, туфов, нередко габброидов, диоритов. Следует отметить, что гальки гранитоидов начинают встречаться в единичных экземплярах с пласта глауконитовых песчаников, гравелитов и конгломератов, залегающего в средней части разреза тюшевской свиты.

Верхняя часть разреза серии (500 м) представлена преимущественно песчаниками в бассейне р. Лев. Жупанова, конгломератами и гравелитами в бассейнах р. Корниловская и Мальцевская. Мощность пород левожупановской серии 1500 м.

Отложения серии охарактеризованы макро- и микрофауной, спорами и пыльцой и флорой. В нижней части разреза определены: фауна — *Acila conradi*, *A. castrensis*, *Nuculana majamraphensis*, *Yoldia kuluntunensis*, *Venericardia crebricostata*, *Serripes groenlandicus* и др.

Фораминиферы: *Hippocrepinella variabilis*, *Ammodiscus macilentus*, *Haplophragmoides spadix*, *Martinottiella communis*, *Buccella conica*, *Pseudoparrella minuta*, *Epistominella japonica*, *E. pacifica*, *Nonionella globosa*, *Criboelphidium micrum*, *Elphidiella nutovoensis*, *Euuvigerina yabei* и др.

Приведенные органические остатки указывают на среднемиоценовый возраст вмещающих отложений.

Из верхней части разреза серии определены фауна и микрофауна. Фауна: *Nuculana tenuis*, *Yoldia ochotensis*, *Y. ermanensis*, *Musculus niger*, *Pandora pulchella*, *Thyasira disjuncta*, *Serripes groenlandicus*, *Liocyta fluctuosa*, *Tellina pulchra*, *Macoma nasuta*, *M. optiva*, *Siliqua costata*, *Maetra elongata*, *Spisula voyi*, *Mya arenaria*, *M. truncata*, *Turritella tigiliana*, *Natica clausa*, *Cancellaria crawfordiana*, *Buccinum plectrum*, *Neptunea lirata*, *N. despecta*, *Fusus prolixus*. Комплекс фауны указывает на позднемиоценовый возраст вмещающих отложений. На позднемиоценовый возраст указывают и определения фораминифер и флоры [191].

Возраст пород левожупановской серии средний—поздний миоцен.

МИОЦЕН—ПЛИОЦЕН

Щапинский вулканический комплекс андезит-трахибазальт-базальтовый

Щапинская свита ($N_{1-2}^{3\dot{c}}$). Породы свиты развиты в хр. Тумрок, Валагинский, в бассейнах рек Лев. и Прав. Шапина, Лев. Жупановая, Китильгина, Мальцевская, по руч. Степанова, Холодный, в районе гор Моково и Стол. На подстилающих образованиях породы свиты залегают с резким угловым несогласием с базальными конгломератами в основании. Свита полифациальна. В хр. Тумрок и в бассейне р. Шапина сложена туфобрекчиями базальтового и андезитового состава, андезитами, базальтами, андезибазальтами, туфами кислого состава, в мень-

шей мере — конгломератами, гравелитами, песчаниками, туфопесчаниками, осадочными брекчиями. В районе горы Моково в строении свиты принимают участие туфогенные и карбонатные песчаники, аргиллиты и алевролиты, переслаивающиеся между собой, реже конгломератами, гравелитами и пепловыми туфами. Почти по всему разрезу наблюдаются конкреции мергелей и карбонатных песчаников с обилием фауны хорошей сохранности. Иногда в разрезе присутствуют линзы и маломощные четковидные прослои ракушняка.

По рекам Осиповская, Китильгина шапинская свита сложена в основном агломератовыми туфами, туфобрекчиями, лавобрекчиями основного и среднего состава, потоками андезитов и базальтов, редко дацитов.

В районе горы Стол в составе свиты, помимо туфогенно-осадочных образований, наблюдаются потоки трахибазальтов, базальтов, анальцимовых базальтов, их туфы и игнимбриты дацитового состава, потоки дацитов и их туфы.

Породы слабо дислоцированы, залегают, как правило, горизонтально, субгоризонтально, лишь в зонах разрывов или вблизи них углы падения пластов достигают 30–35°.

По палеомагнитным данным, время формирования пород шапинской свиты определяется в интервале от 5,7–5,6 до 1,8 млн лет (конец позднего миоцена—плиоцен), что согласуется с определениями листовой, диатомовой флоры и со спорово-пыльцевыми спектрами [191].

Субвулканические образования (α , ζ , N_{1-2}^{sc}) представлены телами андезитов и дацитов, развитых преимущественно в пределах восточной части Валагинского хребта. Большинство тел имеют овальную форму в плане. Их площадь достигает 7–8 км². Часто с субвулканическими телами сопряжены обширные дайковые поля, протяженность которых достигает 10 км. Примыкая к субвулканическим телам, рои даек тянутся вдоль тектонических нарушений. Вмещающими для субвулканических тел являются образования шапинской и тюшевской свит.

ПЛИОЦЕН

Тумрокский вулканический комплекс андезитовый

Покровные образования (N_{2tm}) широко распространены в хребтах Тумрок и Кумроч, в бассейнах рек Быстрая, Пятая (Ольховая), Андриановка, Сторож; в южной части Ганальского и Валагинского хребтов; в бассейнах рек Лев. Авача, Сред. Авача, Гаванка, Дзендзур, Жупанова. На подстилающих образованиях породы покровной фации залегают с резким угловым и стратиграфическим несогласием. Породы покровной фации залегают горизонтально или полого падают под углами 5, редко 10–15° и нередко подчеркивают форму вулканических построек. В их составе присутствуют туфы и лавы андезитов, андезибазальтов, базальтов, реже дацитов, игнимбриты, туфопесчаники, гравелиты, шлаковые пески, вулканомиктовые конгломераты и конгломерато-брекчии. Часто наблюдается смена вулканических фаций — от околержеловых до фаций подножий вулканических построек. Пространственное распределение фаций позволяет предполагать существование в плиоцене крупных стратовулканов, в настоящее время частично или полностью утративших морфологические черты. Выявлено два основных типа разрезов, характеризующих строение вулканических сооружений на разных расстояниях от палеоцентров. В первом типе основную роль играют вулканогенно-терригенные образования, идентичные отложениям грязекаменных потоков и «сухих» рек пе-

риферических частей современных камчатских вулканов. Второй тип сложен пирокластическими и эффузивными породами, тяготеющими к предполагаемым эруптивным центрам.

Во многих местах хребтов Кумроч и Тумрок, а также южных частях хребтов Валагинский и Ганальский пирокластические образования бронированы лавами андезитов, базальтов или перекрыты покровами игнимбритов. Во всех случаях вулканы среднего состава преобладают. Мощность покровной фации достигает 1600 м.

В отложениях покровной фации в хр. Кумроч (р. Быстрая) обнаружена флора: *Equisetum* sp., *Salix* sp. indet., *Dryas oxensis*, *Rhododendron parakamtschaticum*, *Phyllites* sp., указывающая на плиоценовый возраст вмещающих отложений [340]. По р. Мал. Чажма из отложений покровной фации выделен палинокомплекс с преобладанием покрытосеменных. При доминанте березовых показательно обилие пыльцы кустарниковых (*Alnaster* sp.) и разнотравья. Единичны термофилы — *Juglans* sp., *Myrica* sp. Голосеменные представлены *Picea* sp., *Pinus* s/g Н а р l., единичны *Abies* sp., *Larix* sp., отмечена пыльца таксодиевых. В группе спор преобладают *Polypodiaceae*, единичны *Osmunda*, *Lycopodiaceae*. Комплекс позволяет считать флору плиоценовой, возможно, позднеплиоценовой [178].

По палеомагнитным анализам, породы тумрокского комплекса в хр. Кумроч сформировались в конце эпохи Гаусса и в эпоху Матуяма в период 3,3–1,83 млн лет, что соответствует позднему плиоцену.

В хр. Ганальский изучение палеомагнитных свойств покровных фаций комплекса позволяет говорить о том, что их формирование происходило в эпоху Матуяма, Гаусса и Гильберта в интервале от 2 до 3,6 млн лет назад [126].

Субвулканические образования (β , α , $\delta\pi$, α - $\delta\pi$ ζ N_2tm) тумрокского комплекса распространены в хребтах Кумроч, Тумрок, в южной части хребтов Валагинский и Ганальский. Все субвулканические образования размещены в полях развития покровной фации комплекса. Субвулканические тела зачастую фиксируют центры плиоценовых вулканических построек. В рельефе они образуют конусообразные крутосклонные возвышенности, изометричные в плане. Контакты с вмещающими породами, как правило, резкие, крутопадающие. Иногда в апикальных частях тел наблюдаются брекчии, состоящие из обломков (5–10 см) пород субвулканических тел и вмещающих пород.

Субвулканические тела представлены базальтами (β), андезитами (α), андезибазальтами, диорит-порфиритами ($\delta\pi$), встречаются тела сложного состава: от андезитов до диоритовых порфиритов (α - $\delta\pi$).

По химическому составу породы тумрокского вулканического комплекса относятся к нормальному ряду, имеют натриевый и калиево-натриевый тип щелочности, высокоглиноземистые.

Приокеанская зона [9]

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ЭОЦЕН

Кубовский вулканический комплекс дацит-андезибазальт-базальтовый

Кубовская свита (P_2kb). Образования свиты распространены в юго-восточной части Кроноцкого полуострова, где они прослеживаются в северо-восточном направлении от мыса Козлова до р. Большая. Ими сложена большая часть

Шипунского полуострова, левобережье рек Вахиль и Прав. Вахиль. По материалам А. М. Садреева и Н. В. Цуканова, породы кубовской свиты на Кроноцком полуострове несогласно с базальными конгломератами в основании перекрывают позднемиоценовые вулканогенные образования каменистской свиты [90, 118]. Мощность базальных конгломератов колеблется от 2 до 15 м, обломки в них представлены базальтами, габбро, габброамфиболитами, пироксенитами, серпентинитами, диоритами, туфами, туфосилицитами и обломками раковин устриц.

Свита полифациальна. В районе мыса Каменистый и вблизи береговой линии (Кроноцкий полуостров), от устья р. Большая до р. Двойная нижняя часть разреза сложена базальтами, туфами базальтового, смешанного (андезитового и базальтового) состава туфоконгломератами, туфогравелитами, туфоалевролитами, туфопесчаниками, туффитами, кремнистыми породами. От устья р. Кубовая до р. Большая в строении разреза свиты принимают участие преимущественно туфоконгломераты, туфогравелиты, туфы базальтового, андезибазальтового, смешанного состава, туфоаргиллиты, аргиллиты, алевролиты, мергели, редко агломераты базальтового состава. В верхней половине разреза кубовской свиты выделяются три пачки. Для нижней пачки характерно ритмичное переслаивание туфов базальтового и андезибазальтового состава. Присутствуют туфоконгломераты, пепловые туфы, кремнистые породы. В средней пачке ритмичность в строении разреза нарушается, но литология пород сохраняется. Разрез верхней пачки начинается горизонтом дацитовых лавобрекчий. Стратиграфически выше наблюдается монотонное чередование туфов андезит-дацитового, андезит-базальтового и базальтового состава, присутствуют пласты и линзы туффитов и пепловых туфов.

На Шипунском полуострове и по левобережью р. Калыгирь нижняя часть разреза кубовской свиты сложена преимущественно туфами разного состава, реже лавобрекчиями, базальтами, андезибазальтами, мелкообломочными туфами кислого состава, трахибазальтами, андезитами, дацитами, риолитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфогравелитами, кремнистыми породами. Верхняя часть разреза свиты по левобережью р. Вахиль представлена преимущественно мелкообломочными туфами кислого состава, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоконгломератами, аргиллитами, дацитами.

Мощность свиты 1200 м.

По химическому составу эффузивы кубовской свиты принадлежат преимущественно к нормальному ряду калиево-натриевой, натриевой серий и относятся в основном к высокоглиноземистому типу пород, охватывая широкий диапазон по кремнекислотности, железистости и магнизиальности.

В отложениях свиты обнаружена фауна: *Variamussium kronokiense*, *V. cf. pillarensis*. Нанопланктон: *Diskoaster borbadiensis*, *D. lodoensis*, *Coccolithus crassus*, *C. formosus*, *Helicosphaera seminulum*, *Cruciplacolithus delus*, *Sphenolithus radians*, *S. moriformis*, *Trasversopontis pulcher*.

В нижней части разреза свиты определены фораминиферы, соответствующие X лоне бентосных фораминифер Ильпинского и Камчатского полуостровов — уровень бартонского яруса среднего эоцена.

В этой же части разреза свиты выделены и определены планктонные фораминиферы: *Pseudohastigerina micra*, *Globigerina inaequispira*, *G. praebulloides*, *G. eoacaenica irregularis*, *Acarinina cf. rugosoaculeata*, указывающие на эоценовый возраст вмещающих отложений, также на уровне бартонского яруса.

Из нижних частей разреза свиты выделены споры и пыльца. По заключению З. Ш. Соколовой, палиноспектры показательны для типичной эоценовой флоры на уровне палинозоны II (лютет–бартон).

Возраст пород кубовской свиты на основании определений органических остатков среднеэоценовый (лютет–бартон).

Субвулканические образования (β , $\delta\pi$ - β , P_2kb) представлены пластовыми телами долеритов (β), габбродолеритов ($v\beta$), габбро (v), сложного состава: диорит-порфириров, долеритов ($\delta\pi$ - β). Распространены в восточной части Кроноцкого полуострова от р. Козлова на юге до р. Холодная на севере.

Иногда в крупных телах наблюдаются полосчатые и линзовидные текстуры, обусловленные чередованием полос (5–8 см) лейко- и мезократовых габбро. В некоторых телах наблюдается зональность, где центральные части сложены крупно- и среднезернистыми габбро, к периферии сменяющимися габбродолеритами, долеритами, а в зоне эндоконтакта – базальтами.

На Шипунском полуострове субвулканические образования развиты в районе горы Монастырь, по ручьям Сусметова и Донесенского. Здесь вскрывается субвулканическая интрузия, занимающая площадь около 25 км². Она хорошо выделяется на плотностных моделях, а в гравитационном поле выражена локальной гравиметрической аномалией [306]. Большая часть слагающих ее пород превращена в характерные пропилитизированные магматические брекчии, связанные с породами, сохранившими массивную текстуру, постепенными переходами. Петрографический состав, включая обломочную часть магматических брекчий и участки с массивной текстурой, представлен рядом пород от диорит-порфириров до долеритов ($\delta\pi$ - β).

Козловский вулканический комплекс базальтовый

Козловская свита (P_2kz). Породы свиты распространены на Кроноцком полуострове на побережье Кроноцкого залива в междуречье Калыгирь–Жупанова. На породах кубовской свиты образования козловской свиты залегают согласно и несогласно перекрываются отложениями ракитинской свиты.

Породы козловской и кубовской свит слагают моноклиналь, довольно полого (от 5 до 30–35°) падающую на северо-запад.

Свита сложена базальтами (преобладают), андезибазальтами, очень редко андезитами, разнообломочными туфами базальтового, андезибазальтового, редко кислого состава, олистостромами, туфоконгломератами, туфогравелитами, туффитами, туфоалевролитами, алевролитами, аргиллитами, глинисто-карбонатными породами, кремнями, песчаниками, мергелями.

Для нижних частей разреза характерно преобладание потоков базальтов, андезибазальтов, чередующихся с прослоями, пластами и пачками туфогенно-осадочных пород, сложенных туфами базальтового и смешанного состава, пепловыми туфами, аргиллитами, диатомовыми аргиллитами. В верху разреза количество эффузивов сокращается, и разрез переходит в туфогенный. Нередко туфы слагают пачки ритмичного строения мощностью до 100–120 м. На разных уровнях разреза залегают пласты и пачки (до 120 м) туфоконгломератов, валунников и олистостром.

По химическому составу эффузивы козловской свиты соответствуют, за небольшим исключением, основным породам нормальной щелочности. Это лейко-мезократовые умеренно- и высокоглиноземистые породы [116].

В породах свиты выделены и определены макрофауна, нанопланктон, бентосные и планктонные фораминиферы, споры и пыльца, диатомовые и радиолярии.

Фауна: *Variamussium zhidkovi*. Нанопланктон: *Chistolithus solitus*, *C. modestus*, *Cyclocardiolithus floridanus*, *Cruciplolithus delus*, *Nanotetrina fulgens*, *Neocoecolites dubius*, *Helicosphaera seminulum*, *Pontosphaera plana*, *Diskoaster binodosus*, *Blaskites creber*, *Reticulofenestra coenura*.

Планктонные фораминиферы: *Globigerina posttriloculinoides*, *G. pseudoeocaenica trilobata*, *G. incretacea*, *G. eocaenica irregularis*, *G. cf. turcmenica*, *G. praebulloides*, *G. inaequispira*, *Acarinina rugosoaculeata*.

Перечисленные органические остатки указывают на среднеэоценовый (верхняя часть среднего эоцена—бартонский ярус) возраст вмещающих пород. Этому же возрасту соответствуют бентосные фораминиферы. Палинологический спектр, выделенный из пород козловской свиты, соответствует, как и палиноспектр из пород кубовской свиты, среднему—нижней части верхнего эоцена (лютет—бартон—нижняя часть приабона).

По комплексу нанопланктона, планктонным и бентосным фораминиферам, возраст пород козловской свиты среднеэоценовый.

Субвулканические образования (v , β P_2kz) представлены пластовыми и субпластовыми телами габбро (v) и долеритов (β). Они приурочены к полю распространения пород козловской свиты. Наиболее крупные тела сосредоточены в верховьях рек Большая, Лев. Тюшевка, Бол. Чажма. Форма тел в основном удлиненная, площадь выходов достигает 15 км². Ближе к периферии тел габбро переходят в долериты, а непосредственно на контакте — в базальты. Габбро по составу меняются от меланократовых до лейкократовых, состоящих из основного плагиоклаза и малого количества клинопироксена, кварца и магнетита.

ЭПОХА ПЛИОЦЕНА (ГЕЛАЗИЙ)—КВАРТЕРА

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ПЛИОЦЕН—ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА, ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Ольховская свита ($N_2-Q_E ol$) распространена на побережье Камчатского залива. Свита сложена конгломератами, брекчиями, конглобрекчиями, уплотненными валунно-галечными, песчано-гравийно-галечными отложениями, гравелитами, песчаниками, алевролитами, гравийниками, глинами, диатомитами, песками, лигнитами, иногда с включениями обугленных растительных остатков. На более древних образованиях отложения ольховской свиты лежат с угловым и стратиграфическим несогласием, вверх по разрезу постепенно перекрываются отложениями эоплейстоцен-раннеэоплейстоценового возраста. В основании разреза залегают конгломераты, состоящие из хорошоокатанной гальки. Мощность их колеблется от 1,5 до 25 м. Стратиграфически выше залегают синие, серые уплотненные глины, алевриты, переслаивающиеся с песками, гравийно-галечными отложениями. В своем наиболее типичном виде отложения ольховской свиты обнажены в береговых обрывах рек Первая, Сторож, Андриановка [108]. Мощность пород свиты 150 м.

Возраст пород ольховской свиты обоснован данными палинологического анализа. Наиболее характерный палиноспектр, сопоставимый со спектрами, изученными в стратотипических разрезах свиты в районе Усть-Камчатска, выделен из

нижних частей разреза по р. Удачина. Состав комплекса: доминанты — *Picea* (7–53 %, среднее 23 %), *Alnaster* (4,5–45 %, среднее 20,5 %); субдоминанты — *Polypodiaceae* (2,5–49 %, среднее 13 %), *Pinus* subgen *Haploxyylon* до 41,5 %, среднее 11,5 %); сопутствующие — *Betula* sect. *Nanae* (1–16,5 %, среднее 7,5 %), *Gramineae* (0,5–16,5 %, среднее 5 %), *Abies*, *Pinus* subgen. *Diploxyylon*, *Juglans*. Приведенные палинокомплексы позволяют датировать вмещающие отложения поздним плиоценом–ранним эоплейстоценом [177].

Иткинская толща (N_2-Q_{Eit}) обнажена вдоль западной рамки листа. Подошва толщи постепенно погружается в западном направлении и в скважинах зафиксирована на глубинах 300–70 м [309, 149]. Толща представлена прибрежно-морскими и аллювиально-морскими фациями, сложенными конгломератами, галечниками, песчаниками, песками, туфопесчаниками, туфоалевролитами, реже встречаются пемзовые пески, суглинки и глины. Мощности существенно конгломератовых пачек достигают 50–70 м. В западном направлении конгломераты сменяются песчаниками с включениями гальки и валунов. Породы слабо литифицированы, не дислоцированы. На подстилающих разновозрастных образованиях иткинская толща залегает трансгрессивно, нередко с угловым несогласием. По разрезу она перекрыта комплексом рыхлых неоплейстоцен-голоценовых отложений. Мощность толщи достигает 250 м.

Обломочный материал конгломератов хорошо окатан и имеет весьма разнообразный состав, отражающий литологию субстрата. В туфогенных разностях присутствует примесь обломков кислого вулканического стекла, базальтической роговой обманки, биотита. Из отложений толщи определен комплекс моллюсков [149], среди которых встречены: *Nuculana* cf. *tennis*, *Yoldia hyperborea*, *Astarte* cf. *actis*, *Macoma obliqua*, *M. brota*, *Mya truncata undivalensis*, *Dussium* cf. *graciale*. В целом комплекс характеризует бассейн нормальной солености со средними глубинами 50–80 м, датируется плейстоценом. Палиноспектры из иткинской толщи [309] отражают лесной тип растительности с широким развитием березовых лесов с подлеском из папоротников, плаунов и с луговым разнотравьем, что указывает на теплые климатические условия, отвечающие времени позднего плиоцена–начала плейстоцена. С учетом биостратиграфических данных и положением в общем разрезе, возраст толщи принят позднеплиоценовым–эоплейстоценовым.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичная система представлена образованиями* различного генезиса и возраста, развитыми по всей территории листа, в том числе и вулканогенными, распространенными в различных зонах и подзонах. Комплексы вулканогенных образований, выделенные в различных зонах, описаны отдельно.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН–НИЖНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

Морские отложения (mQ_{E-1}) прослеживаются вдоль побережья Камчатского залива от мыса Красный до р. Чажма, где ими сформирована слабо всхолмленная террасовидная поверхность. Литологический состав отложений однообразен. Это гравийно-галечные, реже валунно-галечные отложения, гравийники,

* Нелитифицированные четвертичные образования невулканического генезиса в Легенде Корякско-Курильской серии листов описываются отдельно.

галечники, пески, супеси с валунами, редко прослойки глин, суглинков, алевроитов, диатомитов. На отложениях плиоцен-эоплейстоценовой ольховской свиты залегают согласно. Верхние ольховской свиты, сложенные переслаиванием галечников, гравийников с глинами, перекрываются однообразными слаболитифицированными гравийно-галечными отложениями с песчаным заполнителем. Перекрываются характеризующие отложения среднееоплейстоценовыми ледниковыми образованиями. Мощность морских отложений от 10 до 130 м, причем максимальная – вскрыта скважиной на побережье бухты Ольги.

Палинокомплекс, установленный в этих отложениях, эоплейстоценовый. Учитывая стратиграфическое положение, возраст морских отложений эоплейстоцено-раннеоплейстоценовый [178].

Среднее звено

Ледниковые отложения (gQ_{II}) развиты в пределах Западно-Камчатской низменности и на восточном побережье Камчатского залива. Они слагают остатки донных морен, реже выделяющиеся в рельефе конечные моренные гряды (на западе). Представлены галечниками, содержащими валуны и гравий с заполнителем из суглинка, супеси, глины, песка, валунниками, супесями и суглинками с галькой, гравием, валунами, щебнем, глыбами, валунными суглинками, прослоями глин, линзами алевроитов. Ледниковые отложения залегают на плиоцен-эоплейстоценовых осадках иткинской толщи и ольховской свиты, на морских эоплейстоцен-раннеоплейстоценовых отложениях. Перекрываются верхнеоплейстоценовыми осадками. Мощность, по данным бурения, достигает 40 м. В отложениях обнаружено большое количество пыльцы и спор (определения В. К. Сорокиной) [275], диатомовая флора (определения Л. М. Долматовой) [149], характеризующих холодные климатические условия ледниковья. Учитывая данные абсолютного возраста (200–300 тыс. лет, термолюминесцентный анализ), стратиграфическое положение, геоморфологию, характеризующие отложения датируются временем первого среднееоплейстоценового оледенения [431].

Морские отложения (mQ_{II}) выделены только на северо-западе территории в бассейнах нижнего течения рек Крутогорова, Колпакова, где слагают полого наклоненную в сторону моря холмистую равнину. Они залегают на плиоценовых отложениях энемтенской свиты, перекрываются морскими осадками верхнего звена неоплейстоцена. Представлены плотными валунными галечниками, галечниками с гравием и валунами, с песчаным, супесчаным, суглинистым заполнителем, песками. Обломочный материал хорошей окатанности.

Мощность отложений, по данным бурения, составляет 30–70 м. Согласно спорово-пыльцевому и диатомовому анализам (определения В. К. Сорокиной и Л. М. Долматовой), морские отложения формировались в мелководном водоеме в холодных климатических условиях времени среднееоплейстоценового оледенения [431, 435].

Среднее звено—первая ступень верхнего звена

Нерасчлененные озерные и аллювиально-озерные отложения ($I, aI Q_{II-III}$) широко развиты в пределах Центральной Камчатской депрессии, в междуречье Камчатки, Караковой, Козыревки. Озерные отложения, известные в литературе под названием «синие глины», вскрываются в единичных обна-

жениях на р. Козыревка (яр Романовский) и на р. Камчатка (яр Каледеч) на мощность от 1 до 3 м, а также в скважине в районе брошенного лесоучастка Быстрый на глубинах 167–229 м на максимальную их мощность 62 м. Они сложены тонкослоистыми уплотненными алевролитами синего цвета в переслаивании с тонкозернистыми песками темно-серого цвета и вулканическим пеплом. Мощность слоев 0,3–25 см. В толще «синих глин» встречаются включения гальки, гравия, единичные 0,5–3,5-метровые прослой галечников, гравийников, а в основании – стебли растений. С образцов, отобранных из подошвы «синих глин», определен возраст радиотермолюминесцентным методом – 390 ± 98 тыс. лет. Возраст «синих глин» яра Романовский (кровля толщи) 110 тыс. лет (метод треков). Спорово-пыльцевые и диатомовые комплексы позволяют датировать озерные отложения средним неоплейстоценом, а возможно и началом позднего неоплейстоцена [431].

Аллювиально-озерные отложения залегают на озерных «синих глинах» и представлены мощной (88 м по данным бурения) толщей тонкогоризонтальнослоистых (2–10 см) мелко-, средне-, реже крупнозернистых песков, гравия, супесей, суглинков, с прослоями пеплов, в основании которых встречаются линзы галечников и косослоистых песков.

Из верхней части разреза аллювиально-озерных отложений имеется термолюминесцентная датировка 80 ± 20 тыс. лет. Палинологические и диатомовые комплексы характеризуют обстановку конца среднего–начала верхнего неоплейстоцена.

Суммарная мощность озерных и аллювиально-озерных отложений 150 м.

Нерасчлененные озерные и аллювиальные отложения (I, а Q_{II-III}) вскрываются в нижних частях правобережных обрывов («яров») р. Камчатка между устьями рек Шапина, Кирганик. На карте показаны вне масштаба.

В основании разреза этих отложений залегают толща озерных «синих глин», представленная тонким переслаиванием (от 1–3 мм до нескольких см) сизовато-серых глин, супесей и мелкозернистых песков с тонкими (несколько мм) прослоями белесых пеплов. Видимая мощность 5–7 м. Фациальной разновидностью толщи «синих глин» являются диатомиты, мощность которых достигает 10 м. Общая мощность озерных отложений 40 м. Абсолютный возраст озерных отложений яра Половинка 210 тыс. лет (метод треков). На толще озерных «синих глин» залегают аллювиальные «косослоистые пески». Последние состоят из переслаивающихся горизонтально пачек средне- и мелкозернистых серых песков с примесью пирокластического материала, с подчиненными прослоями крупнозернистых песков и песчано-галечного материала. Мощность отдельных пачек от десятков сантиметров до 1–1,5 м. Внутри пачек наблюдается четкая косая слоистость. Мощность косослоистых серий 20–30 см. В основании встречены линзы торфа, легкого суглинка, стволы и ветви деревьев. Мощность аллювия от 5 до 40 м. В песках обнаружены кости черепа и обломки рога широколобового лося *Alces latifrons postremis* Fl e r o v et W e n g e n h., возраст которого средне-неоплейстоценовый. Учитывая данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов как озерных, так и аллювиальных отложений, возраст их средний–начало позднего неоплейстоцена [431].

Суммарная мощность осадков около 80 м.

Толща аллювиальных «косослоистых песков» по возрасту сопоставляется с толщей аллювиально-озерных горизонтальнослоистых песков. Эти отложения содержат близкие спорово-пыльцевые и диатомовые комплексы, литологически од-

нотипны, занимают одно и то же стратиграфическое положение в разрезе и фациально замещают друг друга по простиранию.

Верхнее звено

Вторая ступень

Образования этого времени связаны с деятельностью горно-долинных ледников второго оледенения.

Ледниковые отложения первой стадии второго оледенения (gQ_{III}^{2-3}) развиты повсеместно в пределах низменной, равнинной, предгорной и долинной областей района. Слагают сглаженные, полуразрушенные валы боковых, донных и конечных морен. Они подверглись размыву тальми ледниковыми водами второй стадии и часто выступают в виде отдельных массивов среди флювиогляциальных равнин более молодого возраста. Холмисто-западинный рельеф морен сильно сглажен, чаще он пологоволнистый с отдельными буграми и западинами. Отложения представлены неслоистыми и несортированными суглинками, супесями, глинами, песками с валунами, галькой, щебнем, дресвой, глыбами, валунниками, валунистыми галечниками. Мощность их, по данным бурения, достигает 73 м.

Палинологические и диатомовые комплексы из этих отложений отражают суровые климатические условия времени оледенения [275, 431, 319].

Гляциофлювиальные отложения первой стадии второго оледенения (fQ_{III}^{2-3}) пространственно сопряжены с одновозрастными ледниковыми отложениями. Слагают террасы высотой 10–30 м по берегам крупных рек, а также слабовсхолмленные равнины. Представлены галечниками, часто валунными или гравийными с песчаным, супесчаным, суглинистым заполнителем, песками, отличающимися от ледниковых сортировкой материала, косой либо волнистой слоистостью.

Максимальная мощность отложений, по данным бурения на Западно-Камчатской равнине, 52 м.

В береговых обрывах р. Камчатка, в районе устья р. Урц найдены зубы и челюсть *Mammuthus primigenius* (Blum.), что дает основание датировать отложения поздним неоплейстоценом и, учитывая данные палинологического анализа, связывать их с первой фазой второго оледенения [149, 275, 431].

Вторая и третья ступени

Вулканогенные отложения (vlQ_{III}^{2-3}). К этому подразделению отнесены своеобразные покровные отложения, развитые в Центральной Камчатской депрессии, представленные вулканическими пеплами, пепловыми туфами и туффитами с тонкими прослоями гумусированных суглинков и супесей. Изучены в береговых обрывах р. Камчатка, между поселками Долиновка, Мильково. Они выглядят как серовато-желтые пылеватые супеси, часто монолитные. В литературе известны под названием «покровные супеси». В толще отмечается некоторая слоистость благодаря наличию прослоев (от 1–2 до 30–50 см) вулканических пеплов разной крупности (от пелитовой до псаммитовой и дресвянистой) и окраски. Тонкие разности обычно белые, а дресвянистые состоят из обломков пемз.

Изучение минералогического состава показало, что отложения на 80–100 % состоят из пирокластики (преимущественно вулканического стекла, реже — плагиоклазов, пироксенов, амфибола, рудного). Мощности их достигает 25–30 м.

В отложениях обнаружены многочисленные костные остатки млекопитающих *Mammythus primigenius* (Blum.), *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Bison priscus deminutus* (W. Grom.), *Alces alces* (L.), *Lepus timidus* (L.), относящихся к позднему неоплейстоцену. По погребенным почвам и костным остаткам получена серия радиоуглеродных датировок от $30\,000 \pm 300$ лет до $46\,700 \pm 1200$ лет. Характеризуемые отложения перекрывают единым чехлом морены первой стадии горно-долинного оледенения (gQ_{III2}), а на моренах второй стадии (gQ_{III4}) они не встречены. Учитывая это, возраст отложений Q_{III2-3} [431].

Третья ступень

Аллювиальные отложения (aQ_{III3}) пользуются ограниченным распространением по долинам крупных рек, главным образом в пределах Западно-Камчатской равнины. Слагают обычно террасы и террасированные поверхности высотой 7–20 м, которые вложены в ледниковые и водно-ледниковые отложения первой фазы поздненеоплейстоценового оледенения. Представлены галечниками, часто с валунами, гравием, песком, песками, гравийниками, реже супесями, суглинками, валунниками, глинами. Наблюдается сортировка осадков, горизонтальная или волнистая слоистость. Мощность их достигает 30 м.

Палиноспектры из аллювиальных отложений характеризуют сравнительно более теплые климатические условия, чем ледниковые [275, 319]. Учитывая стратиграфическое положение (между первой и второй стадиями горно-долинного оледенения), аллювиальные отложения отнесены к межстадиальным поздненеоплейстоценовым [431].

Морские отложения (mQ_{III3}) слагают аккумулятивную террасу 10–22-метрового уровня, протягивающуюся прерывистой полосой вдоль побережья Охотского моря. Представлены песками, галечниками, гравийниками с грубой субгоризонтальной слоистостью, реже супесями, суглинками. Максимальная мощность около 30 м.

Возраст морских отложений определяется их стратиграфическим и геоморфологическим (морская терраса переходит в аллювиальную) положением, палинологическими данными [275]. Радиоуглеродный возраст торфа, перекрывающего характеризующие морские отложения, 2400 ± 1200 лет [431]. Это верхний возрастной предел рассматриваемых образований.

Четвертая ступень

Ледниковые отложения второй стадии второго оледенения (gQ_{III4}) развиты в пределах горной, предгорной и долиненной областей. Слагают конечно-моренные валы, расположенные против устьев прекрасно выраженных троговых долин, а также гряды боковых и донных морен. Характеризуются типичным моренным холмисто-западинным рельефом. Часто в пределах конечно-моренного комплекса выделяются мелкие гряды (до пяти), фиксирующие осцилляции ледника. Отложения представлены валунными, валунно-глыбовыми, галечно-щебнистыми суглинками и супесями, валунистыми грубозернистыми пес-

ками, неслоистыми и несортированными супесями и суглинками с большим количеством песка, гравия, гальки, валунов, щебня, дресвы, глыб [431]. Мощность их достигает 80 м.

Гляциофлювиальные отложения второй стадии второго оледенения (fQ_{III4}). Пространственно связаны с моренами этого возраста. Водно-ледниковые равнины обычно начинаются от внешней стороны моренных гряд, являются часто террасами разной высоты в долинах рек. Представлены грубослоистыми галечниками с валунами, гравием, песками, валунниками, супесями и суглинками с галькой, валунами, гравием. Максимальная мощность, по данным бурения в долине р. Быстрая (Плотниковой) — 52 м [175]. Возраст ледниковых и гляциофлювиальных отложений второй стадии второго оледенения обосновывается стратиграфическим и геоморфологическим положением, результатами спорово-пыльцевого анализа [431].

Аллювиальные отложения (aQ_{III4}), синхронные по времени второй стадии второго оледенения, слагают террасы 13–16-метрового уровня в долине р. Камчатка. Террасы цокольные. Высота цоколя 9–10 м. Он сложен «синими глинами» либо «косослоистыми песками» средне-позднеплейстоценового возраста. В одних случаях характеризуемые аллювиальные отложения представлены галечниками русловой фации мощностью 3–6 м. В других, помимо галечников, слагающих основную часть разреза, имеется пойменная фация мощностью 1–2,5 м, представленная мелко- и тонкозернистыми, иногда пылеватыми песками с прослоями супесей и суглинков. Аллювиальная терраса этого возраста вложена в водно-ледниковые отложения первой фазы, по простирацию сливается с поверхностью флювиогляциальной равнины второй фазы позднеплейстоценового горно-долинного оледенения. Спорово-пыльцевые спектры из аллювия близки к спектрам из водно-ледниковых отложений. На этом основании возраст аллювия принимается позднеплейстоценовым [431].

ГОЛОЦЕН

Аллювиальные отложения (aQ_{II}) развиты повсеместно по долинам рек. Объединяют отложения, слагающие русла, пойменные и надпойменные (для крупных рек) террасы. Аллювий пойм и русел в горной части представлен галечниками с валунами, валунниками. По мере выхода рек на равнины грубообломочные фации сменяются постепенно мелкообломочными, улучшается окатанность, растет роль песчаной и глинистой фракции. Ближе к морю аллювий представлен песчано-глинистыми отложениями с мелкой галькой и гравием. В долинах крупных рек аллювиальные террасы сложены галечниками с песчано-гравелистым заполнителем, галечно-гравийными отложениями с песчаным заполнителем, песками, супесями, суглинками, глинами, илами, иногда с линзами торфа. Причем более грубообломочные русловые фации (галечники) часто тяготеют к низам разреза, а мелкообломочные (пески и прочие) — к верхам. С аллювиальными отложениями связаны россыпи золота. Голоценовый возраст аллювия обосновывается результатами палинологического и диатомового анализов, радиоуглеродными датировками (от $10\,000 \pm 240$ до 5500 ± 200 лет для террас 9–13-метрового уровня р. Камчатка; от 4000 ± 40 до 2240 ± 110 лет для террас 4–8,5-метрового уровня; от 2060 ± 50 до 990 ± 60 лет для террас 3-метрового уровня) [149].

Максимальная мощность характеризуемых отложений 16 м.

Проллювиальные отложения (pQ_H) слагают многочисленные конусы выноса, их шлейфы, сформированные временными водотоками как в горной части, так и у подножий хребтов и вулканов. Представлены слабоокатанными, плохосортированными галечниками, валунниками, галечно-щебнистыми, валунными песками, супесями и суглинками, глинами нередко с гравием, галькой, дресвой, щебнем, валунами, глыбами. Среди отложений подножий вулканов заметную роль играют лахары — валунно-глыбовый материал с суглинистым, песчано-пелловым наполнителем. Мощность пролювия, по данным бурения, достигает 52 м. Возраст определяется налеганием пролювиальных конусов на речные голоценовые отложения и формированием их в настоящее время.

Нерасчлененные аллювиальные и пролювиальные отложения (apQ_H) имеют место обычно в местах расширения долин крупных водотоков, в межгорных депрессиях в устьевых частях сравнительно крупных боковых притоков, у подножий крупных вулканических сооружений, в местах выхода рек из гор на равнины, т. е. там, где реки аккумулируют приносимую ими с гор основную массу материала и формируют континентальные (наземные) дельты. Представлены галечниками с песчаным, супесчаным, реже суглинистым и глинистым наполнителем. Зачастую в отложениях отмечаются валуны, гравий, щебень, дресва.

Мощность их, по данным бурения, достигает 48 м.

Характеризуемые отложения перекрывают позднеолейстоценовые ледниковые и водно-ледниковые отложения второй фазы горно-долинного оледенения, а сами размываются современными водотоками, в них вложен голоценовый аллювий. Палиноспектры отражают холодные климатические условия конца позднего неоплейстоцена—начала голоцена [431, 275].

Озерные отложения (lQ_H) связаны с подпруживанием речных долин позднеолейстоцен-голоценовыми лавами и коллювиальными отложениями, с образованием озеровидных расширений с мелководными водоемами и с существующими в настоящее время озерами. Наиболее крупные поля их расположены в верховьях рек Караковая, Бол. Кимитина, Толмачева, в районе оз. Кроноцкое. Представлены отложения галечниками, песками, в том числе пемзовыми глинами, илами, гравием, суглинками, супесями. С ними связано Кимитинское месторождение пемзовых песков. Максимальная мощность, по данным бурения, 30 м. Голоценовый возраст озерных отложений определяется их геоморфологическим и стратиграфическим положением.

Морские отложения ($m Q_H$) развиты в береговой зоне, на мелководном шельфе, в устьевых участках долин. Представлены хорошосортированными песками различной зернистости с прослоями битых раковин, супесей, с включениями гальки, гравия, галечниками, гравийниками с песчаным и супесчано-песчаным наполнителем, валунами, алевритами, илами с растительными остатками, с прослоями торфа. Мощность отложений достигает 15 м. Многочисленные радиоуглеродные датировки детрита находятся в интервале от 3200 ± 100 до 10 400 лет, что позволяет отнести морские осадки к голоцену. С морскими пляжными отложениями связано месторождение титано-магнетитовых песков на побережье Авачинского залива [431].

Болотные отложения (plQ_H) широко развиты в пределах Западно-Камчатской низменности, Центрально-Камчатской депрессии, в низменной части во-

сточного побережья Камчатки. Представлены торфами, суглинками, супесями, песками, илами, глинами. Максимальная мощность отложений достигает 15 м, а мощность торфа — 9 м. Радиоуглеродные датировки торфа свидетельствуют о том, что эпоха торфообразования началась около 10 тыс. лет назад и продолжается в настоящее время [431].

С болотными отложениями связаны многочисленные месторождения торфа.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Курило-Южнокамчатская зона

Южно-Камчатская подзона [10]

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Балаганчиковский комплекс риолитовый

Распространен на юге листа в хребтах Балаганчик, Карымшинский, Тополовый. Представлен покровными, экструзивно-жерловыми и субвулканическими образованиями.

Покровные образования ($Q_E bl$) сложены риолитами, риодацитами, дацитами, их туфами и игнимбритами, которые несогласно залегают на более древних миоценовых и плиоценовых породах южнобыстринского, карымшинского и голыгинского вулканических комплексов. В отдельных случаях в основании комплекса отмечается горизонт базальных туфоконгломератов мощностью 20–30 м, содержащих гальку и валуны подстилающих пород. Соотношения с вышележащими левоопалинскими вулканитами также несогласные. Разрезы покровной фации характеризуются однотипным набором пород: в нижних частях преобладают туфы кислого состава от агломератовых до алевритовых и игнимбриты, а в верхних — потоки риолитов, риодацитов, дацитов. Мощность покровных образований комплекса 400 м.

Эффузивные и субвулканические породы имеют близкий петрографический состав (один и тот же набор порфириновых выделений: плагиоклаз—андезин, кварц, биотит, редко — роговая обманка, пироксены, калишпат).

Возраст покровной фации принимается эоплейстоценовым на основании ее положения в общем разрезе между плиоценовым голыгинским и эоплейстоцено-раннеэоплейстоценовым левоопалинским вулканическими комплексами. Радиологический возраст (K-Ar) балаганчиковских вулканитов 1,3 и 1,4 млн лет.

Субвулканические и экструзивно-жерловые образования ($\lambda Q_E bl$). Среди пород фации преобладают риолиты, которые слагают в основном экструзии (до 5 км²), реже мелкие штоки, дайки, силлы. В подчиненном количестве присутствуют тела трахиандезитов, дацитов, риодацитов, трахириолитов. В центральных частях таких экструзий породы приближаются к гранит-порфирам. Субвулканические тела риолитов в хребтах Тополовый и Карымшинский (гора Бабий Камень, сопка Горячая) содержат дайкообразные тела перлитов, с которыми связаны месторождения.

Радиологический возраст (K-Ar) экструзии риолитов варьирует от 0,5 до 1,3 млн лет [126]. Учитывая эти данные, возраст характеризуемых образований принимается эоплейстоценовым.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН–НИЖНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

Левоопалинский вулканический комплекс базальтовый

Выделен в южной части территории и объединяет в разной степени сохранившиеся постройки щитовых палеовулканов: Древняя Опала, горы Толмачева, Пик, Утес Каменистый, Шикова.

Покровные образования ($Q_{E-1}la$) комплекса представлены преимущественно наслоениями потоков оливиновых базальтов мощностью до 10 м, залегающими субгоризонтально. В теле палеовулкана Древняя Опала располагается кальдера диаметром 12×14 км с высотой уступов более 200 м. Андезиты покровной фации слагают гору Уступ, где потоки периклинально расходятся на запад и северо-запад. Мощность их у подножия достигает 150 м. Андезибазальты и агломератовые туфы базальтов участвуют в строении палеопостроек на левобережье р. Банная (гора Шикова) и в верховье р. Карымчина. Максимальная мощность покровных фаций левоопалинского комплекса составляет 800 м. Породы комплекса залегают несогласно на всех более древних разновозрастных образованиях, самыми молодыми из которых являются эоплейстоценовые вулканы балаганчиковского вулканического комплекса.

Субвулканические образования ($\alpha Q_{E-1}la$) комплекса представлены небольшими телами андезитов, зафиксированными в бассейне р. Опала.

Эоплейстоцен-раннеоплейстоценовый возраст левоопалинского комплекса определяется стратиграфическим положением его покровных фаций и данными палеомагнитных определений (0,73 млн лет, гора Утес Каменистый) [123].

Веселовский вулканический комплекс андезит-базальтовый

Располагается восточнее полей вулканических левоопалинского комплекса и представлен руинами щитовидных палеовулканов, рассматриваемых в ранге вулканических массивов [124] жировского (междуречье Вилюча–Фальшивая), веселовского (бассейн р. Мутная), острогорского (междуречье Асача–Лев. Ходутка) и фрагмента сыпучинского (правобережье р. Лев. Ходутка).

Покровные образования ($Q_{E-1}vs$) комплекса представлены сериями базальтовых покровов общей мощностью несколько сот метров, реже встречаются андезибазальты и андезиты. Нижние части разрезов жировского и острогорского массивов сложены преимущественно туфами агломератовой размерности с фациями туфоконгломератов в основании. Мощности существенно туфовых частей разрезов достигают 500–550 м. В целом мощность покровных образований комплекса составляет 800 м. Они имеют преимущественно пологонаклонное периклинальное либо субгоризонтальное залегание. На всех подстилающих разновозрастных образованиях веселовский вулканический комплекс залегают несогласно.

Субвулканические образования представлены телами андезитов ($\alpha Q_{E-1}vs$), дацитов ($\zeta Q_{E-1}vs$), широко развиты базальтовые некки и дайки. В центральной части жировского вулканического массива, в днище эрозионной кальдеры (глубиной до 1200 м и диаметром до 6 км) вскрыта питающая система палео-

вулкана [126]. Нижняя зона ее представлена интрузивным телом сложного состава (дл Q_{E-1} vs), в пределах которого встречаются диорит-порфириды, диориты, долериты, андезибазальты. Оно сложено смежными вертикальными телами мощностью до 100 м. Интрузия вмещает рудоносные кварц-карбонатные жилы (Мутновское месторождение). Средняя зона питающей системы, развитая на абсолютных отметках 900–700 м, представляет собой сплетения дайковых и силловых тел диорит-порфиритов, андезитов, базальтов. В пределах этой зоны встречаются блоки вмещающих пород, в том числе и вулканогенно-осадочных пород фундамента палеовулкана. На левом борту р. Мутновская встречены дайки и трубки взрыва, сложенные обломками туфопесчаников и туфоалевролитов. Верхняя зона, расположенная среди пород покровной фации комплекса, представляет собой систему даек, разделенных кластолавовыми оболочками.

Субвулканические тела андезитов и дацитов приурочены в основном к Веселовскому вулканическому массиву и распространены на побережье р. Мутная.

Возраст веселовского вулканического комплекса принят эоплейстоцен-ранненеоплейстоценовым на основании стратиграфического положения его покровных фаций и результатов определений абсолютного возраста. К-Аг возраст валовых проб из субвулканических тел андезибазальтов равен 0,84 млн лет, диоритов – 0,5 млн лет [354]. По результатам радиоизотопного датирования субвулканических тел, по урану и торию возраст диоритов $0,288 \pm 0,007$ млн лет, базальтов 0,288 млн лет [92].

СРЕДНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА–ГОЛОЦЕН

Паужетский вулканический комплекс андезит-дацитовый

Объединяет покровы преимущественно кислой пироклаستيку, связанной с образованием кальдер. Поля их обрамляют постройки вулканов Опала и Горелый. Комплекс сформирован в две фазы.

Первая фаза

Покровные образования ($Q_{II-III} pZ_1^*$) представлены слабосцементированной пирокластикой (правобережье р. Опала) и игнимбритами (покров вокруг подножия вулкана Горелый).

Мощность кислой пироклаستيку на правобережье р. Опала достигает 60 м. Она представляет собой полурыхлый несортированный пеплокристаллокластический материал белого цвета псаммитовой размерности с включениями пемзы.

Мощность покровов игнимбритов у бровки кальдеры вулкана Горелый составляет первые метры, а на внешних границах поля достигает 300 м. Отдельные игнимбритовые потоки имеют мощность от 10 до 50 м. В основании их отмечена неспекшаяся фация игнимбритов, сложенная псефопсаммитовым материалом с обломками обсидианов и дацитов размером до 30 см. Фьямме игнимбритов достигают длины 25 см при толщине до 1 см. В породе всегда наблюдаются мелкие (до 1 см) обломки андезитов и базальтов (до 20 % объема породы). Пемзокластические туфы окаймляют поля игнимбритов. Мощность их достигает 12 м.

Средненеоплейстоценовый возраст пирокластических покровов определяется их стратиграфическим положением. Они перекрывают образования эоплейстоцен-ранненеоплейстоценовых левоопалинского и веселовского вулканических

комплексов, а сами перекрыты вулканитами поздней фазы голоценового ильинского комплекса.

Вторая фаза

Представлена экструзивными телами и пемзово-пепловыми потоками, сформировавшимися в посткальдерную стадию развития вулканов Опала и Горелый.

Покровные образования ($Q_{II} p \dot{z}_2$). У юго-восточного подножия горы Опала располагается экструзия риолитов Бараний Амфитеатр и связанный с ней пемзово-пепловый пирокластический поток протяженностью 6–8 км, мощностью до 100 м. Радиоуглеродный возраст экструзии находится в пределах 1400–1500 лет [12, 126].

Субвулканические образования ($\alpha, \zeta, \lambda Q_{II} p \dot{z}_2$). В обрывах кальдеры вулкана Горелый и среди полей игнимбритов располагаются экструзии андезитов, риолитов и дацитов поздней фазы комплекса. Наиболее крупные из них (до 15 км²) – массивы гор Скалистая и Двугорбая дифференцированы по составу от андезитов до риолитов. Их формирование сопровождалось образованием коротких лавовых потоков. Относительная высота экструзий колеблется от нескольких десятков до 400 м. Для пород экструзий характерна неравномерность структур и неоднородность состава, большое количество гомогенных включений размером от нескольких миллиметров до 10 см. Возраст экструзии риолитов горы Скалистая равен $0,061 \pm 0,024$ млн лет (уран-ториевый метод) [92].

Ильинский комплекс андезит-базальтовый

Объединяет постройки стратовулканов. В формировании комплекса выделены две фазы.

Первая фаза

Покровные образования ($Q_{II-III} il$) представлены вулканическими массивами гор Асача, Пиратковский Пик, Круглая, Удочка и доголоценовой частью постройки вулкана Мутновская Сопка. В строении их участвуют преимущественно серии лавовых потоков среднего и основного состава, а в привершинных частях некоторых вулканов присутствуют прослой пирокластики мощностью до 300 м. С палеовулканом Пиратковский Пик связаны потоки игнимбритов кислого и среднего состава, залегающие в верховье долины р. Асача. Вулканические постройки первой фазы комплекса обработаны ледниками второй фазы позднеледниковой оледенения. Максимальная мощность образований 700 м.

Субвулканические образования ($\alpha Q_{II-III} il$) представлены экструзиями, некками и дайками преимущественно андезитов. В субвулканической фации горы Асача присутствуют купола дацитов.

Вторая фаза

Покровные образования ($Q_{II} il_2$) представлены постройками вулканов Опала, Горелый, Ходутка и современными потоками на западном склоне вулкана Мутновская Сопка. Они сложены преимущественно потоками базальтов, андезибазальтов, андезитов с прослоями бомбовой пирокластики. Максимальная

мощность их 600 м. Все эти вулканы сформированы в историческое время. Современная фумарольная деятельность вулканов связана с вершинными кратерами.

Субвулканические образования ($\zeta\alpha Q_{n}il_2$) комплекса представляют нект дациандезитов на вершине вулкана Опала.

ГОЛОЦЕН

Тундровский вулканический комплекс базальтовый

Объединяет продукты ареального базальтового вулканизма, сосредоточенные на юге территории в междуречьях Карымчина—Опала—Саван—Ходутка—Асача—Мутная.

Покровные образования ($Q_{n}tn$) представлены сообществом слившихся шлаковых конусов и лавовых потоков преимущественно оливиновых базальтов. Шлаковые конусы достигают высоты 100—300 м при диаметре основания 1—2 км. Среди них возвышаются небольшие щитовые вулканы (горы Останец, Казанцева, Ольховая, Отдельная) высотой до 400 м. Образования комплекса разделяются на две группы по степени сохранности первичных вулканических форм. Наиболее молодые из них практически не покрыты растительностью, потоки имеют следы течения, валы напора. Максимальная мощность покровной фации комплекса — 400 м. Некки и дайки встречаются редко.

Срединнокамчатско-Корякская зона

Западно-Камчатская подзона [11]

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН—НИЖНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

Рассошинский вулканический комплекс трахибазальт-базальтовый

Представлен покровной и субвулканической фациями, развитыми в бассейнах рек Рассошина, Сопочная, Морошка, Белоголовая 1-я, левобережье рек Быстрая—Хайрюзовка.

Покровные образования ($Q_{E-1}rs$) слагают обширные покровные плато к северу, северо-западу, западу и к юго-западу от Ичинского вулкана. Они объединяют эффузивные и эффузивно-пирокластические фации щитовых и щитообразных вулканов Древний Ичинский, Алмазный, Антачная, Кешум, Вачагина, Черпук, Лаучан, Лаучачан, Кабалан. К этому же комплексу относятся верхние части плиоцен-плейстоценовых построек гор Панкау, Носичан. В целом состав покровных образований в пределах каждого вулканического массива (аппарата) отличается по ряду признаков.

Петрографический состав вулканитов разных центров комплекса имеет большое сходство. Это в подавляющем большинстве базальты, чаще оливиновые, оливин-пироксеновые, реже андезибазальты, трахибазальты, трахиандезибазальты, еще реже андезиты. Пирокластические породы составляют не более 10—15 % от общей мощности вулканитов и представлены отдельными прослоями туфов, лавобрекчий, агглютинатов базальтового и андезибазальтового состава, тяготеющими к центрам извержений.

Залегание вулканитов горизонтальное либо пологонаклонное ($5-10^\circ$) от центров построек к периферии. Лишь в привершинной части в ряде случаев достигает $15-20^\circ$ (вулкан Древний Ичинский). Соотношения с подстилающими плиоценовыми и миоцен-плиоценовыми вулканитами неоднозначны. Стратиграфическое и угловое несогласие отмечено на р. Прав. Самки, где в основании комплекса наблюдается линза слабосцементированных несортированных туфоконгломератов, содержащих гальку и валуны подстилающих пород. Мощность туфоконгломератов до $12-14$ м, протяженность 150 м. Вместе с тем согласное залегание с плиоценовыми крерукскими вулканитами наблюдалось на водоразделе рек Морошка, Белоголовая 1-я.

Мощность покровных образований комплекса варьирует в широких пределах – минимальная (100 м) на вулкане Панкау, максимальная (800 м) в центральной части вулкана Черпук.

По данным палеомагнитных исследований [350, 349], охарактеризованные вулканиты могут сформироваться в интервалах $2,2-0,4$ млн лет либо $0,5-1,6$ млн лет. Учитывая положение их в разрезе между плиоценовыми крерукскими вулканитами и средненеоплейстоценовыми лавами Ичинского вулкана, возраст комплекса принимается эоплейстоцен-ранненеоплейстоценовым (Q_{E-1}).

Субвулканические образования ($\beta, \tau\beta Q_{E-1rs}$) представлены субвулканическими телами, некками, дайками. Большею частью эти образования незначительны по размерам и не выделяются в масштабе карты. Пространственно значительная их часть приурочена к вулканическим центрам либо расположена вдоль разрывных нарушений за пределами центров. Наиболее крупные субвулканические тела отмечены в бассейне р. 2-й Кекук (вулкан Панкау). Размеры их достигают $3,2 \times 1,8$ км. На левобережье р. Сопочная, в районе гора Балаганчик отмечены штоки трахибазальтов овальной формы размером от $1,5$ до 3 км².

СРЕДНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА–ГОЛОЦЕН

Ичинский комплекс андезит-дацитовый

Представлен главным образом одноименным вулканическим массивом. Это самый крупный и единственный действующий вулкан Срединного хребта Камчатки. Его абсолютная высота 3621 м, относительное превышение 2700 м, диаметр основания около 30 км. Вулкан расположен на дне обширной вулcano-тектонической депрессии. В его строении принимает участие дифференцированный ряд вулканитов от базальтов до риолитов, сформировавшихся в три фазы: первая – средненеоплейстоценовая дацитовая, вторая – поздненеоплейстоценовая дацитовая и базальт-андезитовая, третья – голоценовая риолит-базальтовая.

Первая фаза

Покровные образования ($Q_{II} i\check{c}_1$) представлены дацитами, дациандезитами, андезитами, спекшимися туфами и игнимбритами кислого состава. Они перекрывают эоплейстоцен-ранненеоплейстоценовые базальты рассошинского комплекса. Залегание вулканитов субгоризонтальное и пологонаклонное, периклинально расходящееся от центра вулкана. Мощность покровных образований первой фазы в целом оценивается в 500 м.

Возраст пород первой фазы определяется их положением в разрезе между эоплейстоцен-раннеплейстоценовыми и позднеплейстоценовыми вулкано-генными образованиями.

Субвулканические образования (ζ , λ , $\tau\alpha$, $\tau\lambda$ $Q_{II}i\zeta_1$) ранней фазы расположены по обрамлению вулкано-тектонической депрессии. Они представлены экструзиями, штоками и дайками дацитов, риолитов, трахириолитов и трахиандезитов. Площадь выходов отдельных тел от 1–2 до 10 км², мощности даек до 20–25 м, протяженность до 1–1,5 км. Наиболее крупная экструзия горы Гичигилен сложена дацитами и риолитами.

Вторая фаза

Представлена покровной фацией. Субвулканические образования встречаются редко, слагают жерловины и дайки.

Покровные образования ($Q_{III}i\zeta_2$) этого возраста связаны, во-первых, с базальт-андезитовым вулканическим конусом, сформировавшимся в сомме древнего Ичинского вулкана; во-вторых — с посткальдерными излияниями лав андезитов и дациандезитов на южных и юго-восточных склонах Ичинского вулкана. В-третьих, к этой же фазе отнесены продукты ареального вулканизма, развитые к северу от Ичинского вулкана и связанные с деятельностью отдельных вулканических аппаратов в истоках рек Нюлкандя, Носичан, Этопань.

Наиболее ранними являются эффузивно-пирокластические отложения, слагающие вершинную кальдеру Ичинского вулкана и развитые на северных и западных склонах. Разрезы их представлены переслаиванием (2–20 м) базальтовых, андезитовых, андезибазальтовых лав с их туфами, лавобрекчиями и шлаково-бомбовой пирокластикой. Посткальдерные вулканиты связаны с деятельностью вершинных куполов (высот 3621 и 3575 м), расположенных в вершинной кальдере. К юго-востоку и югу от них спускаются лавовые потоки андезитов и дациандезитов. Иногда среди лав встречаются горизонты лавобрекчий и агломератовых туфов. Ареальные вулканиты, развитые севернее Ичинского вулкана, принадлежат к нескольким постройкам — Этопань, Нюлкандя, высот 1906 и 1269 м. Они слагают слаборасчлененные лавовые плато, сложенные серыми оливиновыми, плагиоливиновыми базальтами и шлаково-бомбовой пирокластикой. Все постройки экзарированы позднечетвертичными ледниками. Мощность покровных образований второй фазы до 600 м.

Возраст вулканитов второй фазы позднеплейстоценовый, так как они подвергнуты ледниковой экзарации и перекрываются голоценовыми лавами, а сами перекрывают среднеплейстоценовые образования Ичинского вулкана. Кроме того, образование вершинной кальдеры Ичинского вулкана сопровождалось извержением мощных пирокластических потоков и тефры. Последняя встречена в разрезах кровли ледниковых и водно-ледниковых отложений позднего неоплейстоцена. На основании этого возраст кальдерообразования оценивается в 10–12 тыс. лет.

Третья фаза

Покровные ($Q_{IV}i\zeta_3$) и субвулканические ($\lambda\zeta$ $Q_{IV}i\zeta_3$) образования третьей фазы ичинского комплекса связаны, во-первых, с активным экструзивным голоценовым вулканизмом, выразившимся в формировании на склонах вулкана

12 экструзивных куполов дацитов, риодацитов, риолитов, андезитов, которые дали мощные лавовые покровы. Во-вторых, к этой же фазе отнесены продукты голоценового базальт-андезитового вулканизма, развитые вблизи Ичинского вулкана.

Экструзивные купола приурочены к кольцевому разлому вокруг центра вулкана. Морфологически хорошо выражены. Размеры их небольшие, до 1,5 км в диаметре, превышение — до 100–150 м. Протяженность лавовых потоков не превышает 3–7 км. Мощности их до 50–200 м. Состав лав близок к составу экструзий, чаще дацитовый и риодацитовый. Андезиты отмечены лишь в основании вулканитов на западных склонах постройки, а также слагают самостоятельный купол в левых истоках р. Прав. Рассошина. На северо-западных и северных склонах вулкана лавы экструзий, сливаясь, образуют эффузивные поля площадью до 15–20 км².

Максимальная мощность вулканитов третьей фазы достигает 200 м (кислые лавы) и 300 м (основные, средние лавы).

Голоценовый возраст обосновывается отличной сохранностью первичных форм рельефа, отсутствием следов ледниковой отработки, геологическими соотношениями (затекают в долины рек, перекрывая голоценовые аллювиальные отложения). Радиоуглеродным датированием почвенно-пирокластических отложений установлено, что наиболее крупномасштабные извержения имели место в Ичинском вулканическом центре около 6500, 4200, 3000, 1200 тыс. лет назад.

Срединно-Камчатская подзона [12]

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН–НИЖНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

Срединненский вулканический комплекс базальтовый

Представлен главным образом покровной фацией. Субвулканические и экструзивно-жерловые образования слагают мелкие (до 1 км²) штоки, некки, дайки, силлы. Они приурочены большей частью к вулканическим центрам, реже трассируют разрывные нарушения.

Покровные образования (Q_{E-1sr}) объединяют платоэффузивы, развитые в северной части Срединного и в Козыревском хребтах. Ими сложены плоские платообразные поверхности. Вулканиты комплекса сформированы при трещинных излияниях или связаны с образованием крупных щитообразных вулканов. В составе комплекса существенно преобладают оливиновые базальты и андезибазальты, пирокластика занимает ограниченный объем. Редко встречаются андезиты, трахибазальты, туфоконгломераты и туфогравелиты. Строение эффузивно-пирокластической фации однотипно. Обычно это монотонное чередование лавовых потоков мощностью от 1 до 15 м, реже грубое чередование их с агломератовыми и псефитовыми туфами. В Срединном хребте преобладают типичные для комплекса оливиновые базальты, в Козыревском — двупироксеновые андезибазальты. В верхних частях разрезов иногда отмечаются потоки двупироксеновых андезитов.

Залегание эффузивно-пирокластических образований преимущественно субгоризонтальное, пологопериклинальное (до 8–10°). Платоэффузивы комплекса перекрывают разновозрастные отложения, в т. ч. плиоценовые вулканиты крерукского комплекса. Локальный размыв в основании комплекса наблюдался на р. Крутинькая [194] и в истоках р. Бол. Кимитина [349], где комплекс залегает на

миоцен-плиоценовых отложениях кахтунской свиты. На р. Крутинькая в подошве срединных андезибазальтов залегают линзы туфоконгломератов мощностью до 15–20 м и протяженностью до 400 м. Туфоконгломераты сложены гальками, валунами, глыбами андезибазальтов, андезитов, базальтов, дацитов, диорит-порфиритов и метасоматически измененных пород.

Максимальная мощность покровных образований комплекса 700 м.

По данным палеомагнитных исследований [349], охарактеризованные вулканы были сформированы в конце эпохи Матуяма и в начале эпохи Брюнес (2,1–0,69 млн лет). Учитывая положение их в разрезе между плиоценовым крерукским и среднеплейстоценовым дыгеренским комплексами, возраст срединного комплекса принимается эоплейстоцен-раннеплейстоценовым (Q_{E-1}).

Уксичанский вулканический комплекс трахиандезитовый

Развит в бассейнах рек Уксичан, Улавкаван, Димшикан, Димшикан Восточный, где объединяет образования крупного Уксичанского палеовулкана. Комплекс представлен в основном покровной фацией. Субвулканическая фация сложена единичными мелкими (первые сотни метров) штоками и экструзивными куполами трахиандезитов, трахидацитов, трахириодацитов, которые не нашли отражения на карте.

Покровные образования ($Q_{E-1}uk$) представлены преимущественно трахиандезитами, реже встречаются игнимбриты и спекшиеся туфы того же состава, трахиандезибазальты. Разрез комплекса однообразен. Внизу (100 м) это грубое чередование (5–7 м) лавовых потоков трахиандезитов и трахиандезибазальтов. В средней части вскрываются крупнопорфировые пироксен-плагиоклазовые трахиандезиты (мощность пачки 200 м), выше которых залегает пачка (10–50 м) тонкоплитчатых афировых трахиандезитов. Игнимбриты и спекшиеся туфы в средней части разреза встречаются в виде маломощных (до 10 м) и непротяженных (первые сотни метров) линз. Верхние части разрезов (150 м) сложены игнимбритами и лавами трахиандезитов, редко игнимбритами трахидацитов. Общая мощность покровных образований комплекса 450 м.

Соотношения с нижележащими миоцен-плиоценовым кахтунским вулканическим комплексом несогласные, с плиоценовым крерукским согласные, хотя на границе имели место локальные размывы. По палеомагнитным данным [348], нижняя возрастная граница комплекса находится в интервале 1,85–2 млн лет, верхняя — не моложе 0,7 млн лет. Исходя из вышеизложенного, возраст комплекса принимается эоплейстоцен-раннеплейстоценовым, хотя при этом не исключается поздний плиоцен.

СРЕДНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

Дыгеренский вулканический комплекс дацитовый

Развит в хр. Козыревский. Породы комплекса слагают здесь ряд крупных вулканических массивов, в целом образующих горное сооружение с абсолютными отметками до 1950 м. Выделяются как крупные (горы Дыгерен-Оленгенде, Эргы-Оленгенде, Козыревка, высота 1569 м в верховьях р. Иракан), так и многочисленные мелкие моногенные экструзивно-лавовые вулканы. Во-вторых, имеют место и полигенные морфологически сложные сооружения с несколькими сближенными

ми экструзивными центрами, окруженными слившимися лавовыми потоками (бассейн р. Одыюка).

Покровные образования ($Q_{II}dg$) комплекса сложены главным образом лавами роговообманковых дацитов. Подчиненное значение имеют двупироксеновые и амфиболсодержащие дациандезиты и андезиты, гиалоандезиты, редки биотитовые риодациты. В незначительном объеме встречены спекшиеся туфы и игнимбриты кислого состава. Лавовые потоки залегают субгоризонтально в периферических частях вулканических массивов. Первичные же наклоны в центральных частях крутые и иногда достигают 40° . Мощность отдельных потоков от 3–5 м и более. Общая мощность покровных образований достигает 500 м.

Субвулканические образования ($\zeta Q_{II}dg$) пространственно и генетически тесно связаны с покровными. Представлены в основном экструзивными куполами дацитов, риодацитов, редко риолитов, а также дайками. Отдельные купола в плане имеют изометричную овальную форму, с диаметром основания 80–200 м, высотой – 150–200 м. Наиболее крупные из них достигают в основании 1–3,5 км, при высоте до 200–400 м. Наиболее крупное экструзивное тело расположено на левобережье р. Иракан. Оно вытянуто в меридиональном направлении на 3,5 км при ширине 1,5 км и сложено дацитами, дациандезитами.

Среднеоплейстоценовый возраст дыгеренского комплекса обосновывается его геологическим положением. Экструзии прорывают, а связанные с ними лавовые потоки перекрывают базальты срединного комплекса, верхняя возрастная граница которых по палеомагнитным данным не моложе 0,69 млн лет. В то же время дыгеренские породы перекрыты позднеоплейстоцен–голоценовыми арельными базальтоидами, голоценовыми арельными базальтоидами ичинско-еловского комплекса и ледниковыми отложениями ранней стадии позднеоплейстоценового оледенения.

ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА–ГОЛОЦЕН

Хангарский комплекс андезит-дацитовый

Развит в осевой части Срединного хребта и приурочен к центру Хангарского гранито-гнейсового купола. Площадь выходов образований комплекса 130 км², практически ограничена кальдерой стратовулкана Хангар. В строении последнего принимают участие породы как эффузивно-пирокластической, так и экструзивно-жерловой фации.

Покровные образования ($Q_{III-n}hn$) распространены большей частью внутри вулcano-тектонической кальдеры, лишь на восточном обрамлении выйдут за ее пределы в верховьях рек Золотая, Этыканендя. Они представлены главным образом чередованием лав кислого и среднего состава с их туфами. Причем, андезибазальты, андезиты и дациандезиты отмечены преимущественно в нижних частях разрезов. Их мощности от 1,5 до 15, редко 25 м. Дациты, риодациты, риолиты тяготеют к верхам разрезов. Мощности кислых лав от 10–50 до 120 м. В восточной части кальдеры и за ее пределами в верховьях р. Этыканендя развиты игнимбриты, мощность которых достигает 100 м и более. Более поздние этапы развития вулкана характеризуются излиянием лав базальтовых, андезибазальтовых, андезитов, образованием шлаковых конусов, протяженных лавовых потоков. Завершается деятельность Хангарского массива в голоцене пирокластическими пемзовыми из-

вержениями. Пемзы по составу дацитовые. Площадь, занимаемая ими, около 50 км², мощность 80 м. Общая мощность покровных образований комплекса 900 м.

Поздненеоплейстоцен-голоценовый возраст хангарского комплекса обоснован палинологическими исследованиями туфов, содержащих полные палиноспектры, характерные для ледниковых отложений первой стадии поздненеоплейстоценового оледенения (из нижних частей разреза), и палиноспектры, отвечающие межледниковью (из верхних частей разреза). Споры и пыльца из ледниковых отложений, перекрывающих хангарские дациты, характерны для конца позднего неоплейстоцена. Возраст пемз, завершающих деятельность вулкана, определен радиоуглеродным методом в 6 тыс. лет [395].

Субвулканические образования ($\alpha\zeta, \lambda\zeta Q_{III-H} hn$) хангарского комплекса представлены экструзиями дацитов, риодацитов, дациандезитов, редко риолитов и андезитов. Общая площадь их развития 35 км². Обычно это изометричные тела округлой или куполообразной формы. Петротипической для комплекса является экструзия дацитов центральной вулканической постройки (сопка Хангар). Диаметр основания ее около 6 км, относительное превышение 900 м.

Экструзии хангарского комплекса генетически связаны с покровными образованиями, прорывают их и перекрываются ими.

Ичинско-еловский комплекс базальтовый

Объединяет поздненеоплейстоценовые и голоценовые ареальные вулканы и субвулканические образования. Последние представлены небольшими некками (до первых сотен метров) и дайками, вскрывающимися в центральных жерловых частях построек. Состав их базальтовый и андезибазальтовый, соответствует лавам.

Покровные образования ($Q_{III-H} ie$). Слагают поля ареального вулканизма в хребтах Срединный и Козыревский. Ими образованы шлаковые, лавовые, шлаково-лавовые конусы и связанные с ними лавовые потоки, а также вулканы. Значительная группа конусов приурочена к разломам северо-восточного простирания. Покровные образования комплекса представлены базальтами, андезибазальтами, их шлаками, агглютинатами, вулканическими бомбами, лапилями, андезитами. Как правило, мощность отдельных потоков от 0,5–3 до 10–25 м. Нередко они разделены горизонтами шлаков мощностью до 1 м. Наиболее крупные вулканы комплекса – Козыревский (высота 2029), Ахтанг (правобережье р. Сухарики), гора Плоская (правобережье р. Бол. Кимитина), гора Эбев-Бунаня – имеют диаметры оснований до 3–6 км, относительные превышения до 400–1000 м. Максимальные мощности вулкаников 250–450 м.

Преобладающей петрографической разновидностью пород комплекса являются базальты.

Поздненеоплейстоцен-голоценовый возраст комплекса устанавливается на основании перекрытия лавами комплекса дигеренского и срединненского средне- и раннеплейстоценовых вулкаников. Многие постройки экзарированы ледниками поздненеоплейстоценового горно-долинного оледенения и перекрыты отложениями этого оледенения. С другой стороны, многочисленные лавовые потоки, шлаковые конусы перекрывают ледниковые отложения позднего неоплейстоцена, вложены в современные долины, заливают их и перекрывают го-

лоценовые аллювиальные отложения. Многие из них обладают отличной сохранностью первичных вулканических форм рельефа.

Литкенско-Центральнокамчатская зона [13]

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ПЛИОЦЕН–ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА, ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Николкинский вулканический комплекс базальтовый

Распространен в северной части листа в районе хребтов Николкинский и Асхачный. Тектонически приурочен к Центрально-Камчатскому рифту. Наиболее детально изучен в пределах одноименного вулканического массива, где выделены покровные, субвулканические и экструзивно-жерловые фации.

Покровные образования (N_2-Q_{enk}) представлены преимущественно лавами, туфами, лавобрекчиями базальтов, андезибазальтов, трахиандезибазальтов, андезитов. Значительно меньше дацитов, дациандезитов, которые связаны с заключительной фазой развития комплекса. Встречены единичные прослои (до 10 м) и линзы туфоконгломератов, туфогравелитов и туффитов. Для комплекса характерны мощные потоки (20–30 м) мегаплагиопорфировых базальтов, андезибазальтов, трахиандезибазальтов, их лавобрекчий. Мегаплагиопорфировые лавы приурочены к средней части разреза и нередко встречаются в виде пачек мощностью до 45–100 м.

Наиболее ранние образования комплекса представлены агломератовыми туфами основного и среднего состава, среди которых встречаются редкие прослои лав того же состава. Они вскрываются в центральной части Николкинского вулканического массива. По мере удаления от центра вулкана в разрезах резко преобладают лавы базальтов, андезибазальтов, андезитов, которыми в основном сложены поля развития покровных образований комплекса.

В заключительную стадию развития комплекса имело место внедрение кислых экструзий, с которыми связаны локальные потоки дацитов, трахидацитов, дациандезитов и андезитов, вскрывающиеся на водоразделах в вершинной части николкинской вулканической постройки. Породы комплекса находятся практически в первичном периклинальном (Николкинский массив) либо субгоризонтальном (Асхачский увал) залегании. В первом случае углы падения близ центра палеовулкана 20–30°, а к периферии выполаживаются до 10–5°.

Возраст вулканитов обосновывается их залеганием на размытой поверхности отложений позднемиоцен-раннеплиоценовой шапинской свиты. По данным палеомагнитного анализа, образование вулканитов комплекса происходило в эпоху Магуяма (0,7–2,4 млн лет).

Субвулканические и экструзивно-жерловые образования ($\alpha, \tau \alpha N_2-Q_{enk}$) тяготеют к центральной части Николкинского массива и представлены близповерхностными изометричными штоками размером до 1–1,5 км² и многочисленными дайками мощностью 0,2–10 м, а также некками и экструзиями. Субвулканические тела имеют сложный состав и многофазный характер. Они сложены преимущественно трахидолеритами, в меньшей степени диоритами, диоритовыми порфиритами, трахиандезитами, андезитами и монцодиоритами. Некки сложены базальтами, их туффизитами, агглютинатами или имеют сложное строе-

ние. Среди жерловин наблюдаются сближенные пакеты даек базальтов, андезибазальтов, андезитов. Экструзии представлены куполами дацитов, трахидацитов, дациандезитов. Высота куполов достигает 25–35 м, размер 0,1–0,5 км².

С контактами субвулканических тел и даек связаны метасоматически измененные породы, несущие медную и золоторудную минерализацию [194].

Оленегорский вулканический комплекс базальт-андезитовый

Представлен преимущественно покровными, редко субвулканическими образованиями.

Покровные образования ($N_2-Q_{E,og}$) слагают массив горы Оленья на правом берегу р. Прав. Камчатка и массив горы Дол на левом берегу р. Быстрая (Плотникова). В первом случае это чередующиеся потоки андезитов амфиболовых, амфибол-пироксеновых, мегаплагиопорфировых общей мощностью около 600 м.

В районе плато горы Дол нижняя часть разреза сложена мощной пачкой (400 м) вулканитов андезибазальт-базальтового состава с прослоями агломератовых туфов. Верхняя часть разреза (около 250 м) существенно андезитовая.

Максимальная мощность покровных образований комплекса 650 м.

Вулканиты оленегорского комплекса залегают субгоризонтально, несогласно перекрывая отложения верхнемеловой киргуропской и эоценовой васильевской толщ. Перекрываются базальтами яковского вулканического комплекса.

Плиоцен-эоплейстоценовый возраст покровных образований оленегорского комплекса условен. Комплекс моложе миоцен-плиоценовых комплексов этого района (кимитинского, кахтунского, тумрокского) и древнее яковского (Q_{E-1}). В то же время оленегорские вулканогенные образования структурно приурочены к Центрально-Камчатскому рифту и имеют сходство с николкинским и большеипельским комплексами, время образования которых плиоцен-эоплейстоцен.

Субвулканические образования ($\alpha N_2-Q_{E,og}$) представлены небольшими штоками и дайками андезитов в районе г. Оленья и мелкими телами базальтов, андезибазальтов, трахиандезибазальтов в районе горы Дол.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Ильчинецкий вулканический комплекс андезитовый

Покровные образования ($Q_{E,in}$) комплекса распространены в верховье р. Тополовая (вулканическая постройка горы Шиш). В строении ее принимают участие потоки андезитов, андезибазальтов, дациандезитов, дацитов, лавобрекчии дацитов в переслаивании с туфами среднего, кислого и смешанного состава, имеющими размерность от агломератовых до псефитовых, туфоконгломераты и туфогравелиты, а также шлаки и агглютинаты. Мощность покровной фации 1000 м. В целом вулканиты периклинально падают от вершины горы Шиш. Излияние лав происходило из нескольких центров.

Образования покровной фации несогласно залегают на отложениях хапицкой, дроздовской свит, образованиях тумрокского андезитового комплекса и перекрываются мореной верхнего звена неоплейстоцена. Андезиты по составу представлены дупироксеновыми, роговообманковыми и роговообманково-дупироксеновыми разностями.

Возраст пород покровной фации, согласно Легенде Корякско-Курильской серии листов, эоплейстоценовый.

Субвулканические образования (α , $\zeta Q_{E\text{in}}$) пространственно сопряжены с покровными и представлены конусообразными телами андезитов и дацитов.

Большеипелькинский комплекс базальтовый

Развит в южной части территории. Представлен тремя вулканическими массивами – Бол. Ипелька, Мал. Ипелька, Иголки. Наиболее крупный из них Бол. Ипелька, которая является петротипическим. Все три массива близки по строению и составу вулканитов. Расположены они в пределах крайней юго-западной части Центрально-Камчатского рифта. Комплекс слагают как покровные, так и субвулканические, экструзивно-жерловые образования.

Покровные образования ($Q_{E\text{bi}}$) объединяют эффузивно-пирокластические и эффузивные фации. Первые приурочены к центральным частям палеопостроек, представлены агломератовыми, псефитовыми туфами, реже лавобрекчиями базальтового, андезибазальтового и андезитового состава с редкими прослоями лав базальтов и андезибазальтов. Вторые распространены на склонах вулканов, сложены базальтами, трахибазальтами, андезибазальтами, трахиандезибазальтами, реже андезитами, дациандезитами, латитами, кварцевыми латитами. Андезиты, дациандезиты и их субщелочные разности связаны с заключительной фазой деятельности Большеипельского вулкана и залегают на высоких водоразделах.

Залегание вулканитов в пределах всех массивов периклинальное, углы падения выполаживаются от центров построек к периферии от 10–15 до 5–3°. Максимальная мощность покровных образований комплекса 3200 м на вулкане Бол. Ипелька.

Эоплейстоценовый возраст вулканитов комплекса устанавливается на основании залегания их на плиоценовых терригенных отложениях энемтенской свиты, степени сохранности и морфологических особенностей построек, палеомагнитных характеристик разрезов вулканов Бол. Ипелька и Иголки (0,95–1,6 млн лет) [275].

Субвулканические и экструзивно-жерловые образования (β , $\alpha Q_{E\text{bi}}$) большеипельского комплекса принадлежат к питающим системам вулканов Бол. и Мал. Ипелька, Иголки. Субвулканические тела сопровождаются крупными дайковыми полями. Наиболее широко развиты в кальдере вулкана Бол. Ипелька, где расположен субвулканический массив сложного строения, в составе которого присутствуют базальты, долериты, андезибазальты, трахибазальты, трахидолериты, трахиандезибазальты, андезиты. Площадь его около 16 км². Тело вскрыто эрозией на глубину более 300 м и состоит из пакетов смежных даек. Мощности даек колеблются от 2 до 15 м. Между ними заключены блоки вмещающих туфов этого же комплекса.

В центральной части субвулканического тела Большеипельского вулкана встречены диорит-порфириты, диориты, габбродиориты. Они трактуются как блоки-ксенолиты (размером до 10 × 10 м) более древних и глубинных пород.

Наиболее крупные экструзии отмечены в центральной части вулканического массива Мал. Ипелька. Приконтактные изменения вмещающих вулканитов выражаются в незначительной аргиллизации. С экструзиями нередко связаны короткие, но довольно мощные потоки дациандезитов, андезитов.

Породы субвулканических тел, даек, экструзий по петрохимическому, петрографическому составу и внешним признакам близки к лавам аппаратов, к которым они принадлежат.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН–НИЖНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

Яковский вулканический комплекс базальтовый

Распространен только в бассейне левых притоков р. Камчатка, в верховьях р. Озерная Камчатка.

Покровные образования ($Q_{E-I}ja$) представлены базальтами, андезибазальтами, трахиандезибазальтами, андезитами, трахибазальтами, в резко подчиненном количестве присутствуют их туфы, туффиты. Локально в основании горизонтов вулканитов встречаются конгломераты. Покровные образования комплекса залегают субгоризонтально, несогласно перекрывая меловые и мел-палеоценовые отложения, миоценовые вулканиты кимитинского комплекса. В нижних частях разреза комплекса резко преобладают лавы андезибазальтов и трахиандезибазальтов, в верхних – базальты. Туфы (псефитовые, псаммо-псефитовые) встречаются в редких прослоях мощностью до 5–10 м. На правобережье р. Лев. Яковская в основании разреза обнажены конгломераты мощностью до 30 м и туффиты – 25–30 м.

Мощность покровных образований комплекса 500–600 м.

Эоплейстоцен-ранненеоплейстоценовый возраст покровных образований яковского комплекса дается согласно результатам палеомагнитного анализа – 1,5–0,75 млн лет [151].

Субвулканические образования ($\alpha\beta Q_{E-I}ja$) представлены единичными штоками и дайками андезибазальтов. Наиболее крупное субвулканическое тело (2 км²) расположено в левом борту р. Озерная Камчатка. Оно представляет собой жерловину, выполненную агглютинатами андезибазальтов, которые пронизаны серией сближенных крутопадающих даек крупно-, мегаплагиопорфировых андезибазальтов.

ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

Караковский вулканический комплекс базальтовый

Покровные образования ($Q_{III}kr$) представлены продуктами ареального базальтового вулканизма, развитыми в северной части Центрально-Камчатского рифта. Вулканиты комплекса слагают шлаковые и лавовые конусы, лавовые потоки, которые формируют линейные цепи.

Вулканические аппараты комплекса либо «насажены» на «платоэффузивы» срединного комплекса, либо расположены в полях развития миоцен-плиоценовых туфоосадочных образований кахтунского комплекса, где часто перекрыты чехлом ледниковых отложений. Морфологически они представляют собой правильные конусы. Все они имеют приблизительно одинаковые размеры: диаметры оснований от 100–200 м до 1,5 км, высота 50–200 м. Нередко отдельные вулканические аппараты, сливаясь, образуют массивы с единым основанием площадью до 15–20 км².

Вулканиты комплекса представлены базальтами, их шлаками, агглютинатами, лапиллями, бомбами. Мощность их достигает 200 м.

Возраст караковского комплекса поздненеоплейстоценовый, так как шлаковые и лавовые конусы несут следы ледниковой обработки, а лавы перекрыты ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями поздненеоплейстоценового горно-долинного оледенения.

ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА–ГОЛОЦЕН

Ключевской вулканический комплекс базальтовый

Объединяет среднеоплейстоцен-голоценовые вулканы в районе вулкана Ключевский. Выделяются три фазы становления комплекса. На территории листа он представлен второй и третьей фазами.

Вторая фаза

Покровные образования ($Q_{III}kl_2$) слагают позднеоплейстоценовые постройки вулканов Острый и Плоский Толбачик, Камень, Овальная Зими́на, Горный Зуб, горы Медвежья, Бол. и Мал. Удина и представлены андезибазальтами, андезитами, базальтами, их туфами, шлаками, агглютинатами, трахибазальтами, трахиандезибазальтами, трахиандезитами. В районе хр. Асхачный Увал они перекрывают плиоцен-эоплейстоценовые вулканы Николкинского комплекса.

Каждый вулканический центр характеризуется специфическим разрезом.

Позднеоплейстоценовый возраст вулканитов определяется их залеганием под мореной второй стадии горно-долинного оледенения, хорошей сохранностью вулканических построек.

Субвулканические образования ($\alpha Q_{III}kl_2$) представлены экструзивными куполами андезитов, пространственно и генетически связанными с покровными вулканитами комплекса. Обычно это изометричные, овальные в плане купола высотой 100–400 м и площадью основания от 0,2 до 4 км². Наиболее крупная экструзия в районе перевала Безымянный состоит из четырех слившихся куполов.

Третья фаза

Покровные образования ($Q_{III}kl_3$) третьей фазы ключевого комплекса, связанные с действующими вулканами Плоский Толбачик, Безымянный, а также с многочисленными мелкими голоценовыми аппаратами на склонах Толбачикских вулканов, Камня. Последние, сливаясь, образуют крупные поля. Кроме того, непротяженные маломощные современные потоки отмечены в привершинной части вулканов Овальная Зими́на, Большая Удина. Они представлены базальтами, андезибазальтами, андезитами, трахибазальтами, трахиандезитами, туфами, шлаками, пеплами, агглютинатами, лапиллями, бомбами основного и среднего состава, отложениями направленных взрывов.

Постройка Плоского Толбачика сложена разнообломочными туфами базальтов с редкими потоками андезибазальтов и базальтов. На восточном склоне в основании разреза – агломератовые туфы основного состава, в средней части – лавы, а в верхней – снова агломератовые туфы, завершающиеся пачкой (50–60 м) андезибазальтов. Мощность современных вулканитов на вулкане Плоский Толбачик 600 м. Вулкан начал развиваться с конца позднего неоплейстоцена. В раннем голоцене на его вершине образовалась первая (большая) кальдера диаметром 3 км,

которая сохранилась до настоящего времени. Образование кальдеры сопровождалось излиянием лав мегаплагиопорфировых базальтов. Во второй половине голоцена внутри большой кальдеры возникла вторая — малая кальдера диаметром 1,8–2 км, внутри которой находится кратер и лавовое озеро.

Вулкан горы Безымянная характеризуется более кислым составом вулканистов. Нижняя часть разреза представлена пачкой андезитов (50 м), выше которой лежит пачка переслаивающихся (10–20 м) агломератовых псефитовых туфов и лав андезитов, андезибазальтов (200 м). Верхняя часть сложена андезитами, бронирующими склоны постройки.

Андезибазальты и андезиты сформировались 5500–1000 лет назад, что фиксируется андезитовыми и андезибазальтовыми пеплами в почвенно-пирокластических чехлах. Кроме того, на склонах и у подножия горы Безымянная развиты вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, связанные с извержениями 1955–1985 гг. К ним относятся глыбовые потоки андезитов на северных и южных склонах. Мощность этих новообразований 80 м. Результатами последних извержений являются отложения направленного взрыва и пирокластический поток (мощностью до 40 м) по долинам р. Сухая Хапица, руч. Ключ Тундровый.

Современные лавы, шлаки, связанные с ареальным вулканизмом, приурочены к Толбачикской региональной зоне шлаковых конусов площадью 875 км², протягивающейся на 70 км, от р. Толбачик до р. Студеная и севернее.

Голоценовый покров вулканистов Толбачикского Дола состоит из лавовых потоков, переслаивающихся с тефрой. По составу лавы однообразны — плагиоклазовые базальты, реже андезибазальты. Изредка во вкрапленниках отмечается оливин или пироксен. С извержениями 1975–1976 гг. связаны «Новые Толбачикские вулканы», включающие Северный и Южный прорывы. Первый представлен цепочкой из трех шлаковых конусов, лавовых потоков афировых и субафировых базальтов. Южный прорыв представлен одним шлаковым конусом и широким мощным лавовым покровом оливин-плагиоклазовых базальтов.

Поле голоценовых ареальных лав севернее р. Студеная сложено базальтами с мелкими вкрапленниками плагиоклаза.

Современный возраст описываемого комплекса подтверждается геологическими соотношениями (перекрывают ледниковые отложения второй стадии поздне-неоплейстоценового оледенения, голоценовые пролювиальные конусы, аллювиальные террасы и поймы). Радиоуглеродные датировки почвенно-пирокластических чехлов 5500–1000 лет. Извержения вулканов Толбачик, Безымянный происходили неоднократно в историческое время (1941, 1949, 1955–1956, 1975–1976, 1984, 1985 гг.).

Субвулканические образования ($\alpha Q_4 k l_3$). С деятельностью современных вулканов поздней фазы ключевского комплекса связано образование экструзивных куполов. Небольшие купола (0,1–0,3 км²) расположены на склонах вулканов Бол. и Мал. Удина. Они сложены роговообманковыми андезитами. Множество экструзивных куполов связано с вулканом Безымянный. Площадь их оснований от 0,04 до 2 км², высота от 30 до 700 м. Преобладающий состав экструзий — роговообманковые и роговообманково-пироксеновые андезиты. Одна из экструзий расположена в кратере взрыва 1955 г. и продолжает формироваться в настоящее время, остальные прорывают отложения нижней части постройки и обтекаются потоками поздних извержений.

Восточно-Камчатская зона [14]

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН–НИЖНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

Иультский вулканический комплекс андезит-базальтовый

Покровные образования ($Q_{E-1}il$) комплекса распространены в бассейнах р. Лиственничная, в верховьях р. Сторож, Дроздовского, Лев. Жупанова и Лев. Авача. Ими образованы горизонтальные или пологонаклонные плато, являющиеся остатками щитовидных вулканов. Породы покровной фации несогласно залегают на покровных образованиях щапинского и тумрокского вулканических комплексов и перекрываются среднеплейстоценовыми игнимбритами ранней фазы семячикского комплекса.

Покровы комплекса образованы сериями потоков (5–10 м) базальтов, реже андезибазальтов и андезитов. Изредка в основаниях потоков наблюдаются пласты туфоконгломератов, переходящих по простиранию в агломератовые туфы.

Мощность пород покровной фации достигает 1200 м. По палеомагнитным данным, вулканы покровной фации формировались в конце эпохи Матуяма на уровне эпизода Харамильо, возможно, захватывая начало эпохи Брюнеса или в интервале 0,6–1 млн лет. По данным радиоуглеродного анализа, абсолютный возраст древесины, погребенной вулканами комплекса, составляет 1,0–0,6 млн лет [428].

Субвулканические образования (β , $\alpha\beta$, $\alpha Q_{E-1}il$) представлены изометричными штоками и субпластовыми телами базальтов, андезибазальтов и андезитов.

СРЕДНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА–ГОЛОЦЕН

Семячикский вулканический комплекс андезит-дацитовый

В семячикский вулканический комплекс выделены образования широкого возрастного диапазона – от среднего неоплейстоцена до голоцена включительно, крупных кальдерообразующих извержений вулканов Карымский, Мал. Семячикский, Бол. Семячикский, Узонский, Кихпиньч, Крашенинникова и др. В комплексе выделены три фазы: первая, вторая и третья. В ранней и средней фазах выделяются покровные и субвулканические образования, в поздней фазе – только покровные.

Ранняя фаза

Покровные образования ($Q_{II}sm_1$). Среднеплейстоценовые дацитовые игнимбритовые покровы сплошным плащом перекрывают площадь около 2500 км². Их мощность достигает 200 м. Они окружают Малосемячикскую и Большесемячикскую кальдеры. Плоские поверхности покровов полого понижаются от кальдерных уступов. Они распространены на площади от долины р. Лев. Жупанова до океанского побережья. Толща игнимбритов неоднородна. По руч. Широкий (левый приток р. Нов. Семячик). Игнимбриты расслаиваются пемзокластическими псевдопсаммитовыми туфами, мощность пластов которых достигает 25 м. В береговом обрыве Кроноцкого залива игнимбриты ранней фазы мощнос-

тью до 30 м разделены неспекшимся пемзовым материалом мощностью до 35 м. В основании покровов присутствует неспекшийся материал (0,2–0,3 м), который выше переходит в умеренно и сильно спекшиеся игнимбриты с псевдофлюидальной текстурой. К кровле покрова происходит смена слабоспекшимися разновидностями игнимбритов.

Покровы игнимбритов залегают на эоплейстоцен-раннеоплейстоценовых базальтах и перекрыты позднеоплейстоценовыми вулканитами и ледниковыми отложениями ранней стадии. Радиологический возраст игнимбритов составляет 300–200 тыс. лет (K-Ar), а по палеомагнитным данным их возраст оценивается в 280 тыс. лет, что соответствует среднему оплейстоцену.

Субвулканические образования ($\zeta Q_{III} sm_1$). Экструзии дацитов прорывают среднеоплейстоценовые и более древние эффузивно-пирокластические покровы. Изометричные в плане субвулканические тела имеют высоту 500–600 м, диаметр основания до 8 км.

Субвулканические образования перекрываются позднеоплейстоценовыми вулканитами и ледниковыми отложениями, этим и определяется их среднеоплейстоценовый возраст.

Вторая фаза

Покровные образования ($Q_{III} sm_2$). Кислые вулканиты (риолиты, дациты, игнимбриты и туфы кислого состава) второй фазы связаны с поздними этапами эффузивно-пирокластической активности в пределах кальдерных депрессий и пространственно сопряжены с ними, окружая кальдеры Карымскую, Крашенинникова, Мал. Семячик, выполняя Узон-Гейзерную депрессию. Пемзовые туфы и игнимбриты перекрывают более ранние игнимбриты.

Кальдере Крашенинникова окружает обширный пемзовый покров площадью около 250 км². В кровле и подошве покровов сложен рыхлым тефроподобным материалом. От более древних игнимбритов отложения отличаются минимальным количеством ксенолитов и более кислым составом. Их возраст, согласно радиоуглеродному определению углей из основания покрова у пос. Жупанова, $17\ 100 \pm 800$ лет [428].

Риолиты, дациты и риодациты слагают лавовые потоки горы Желтая и вулкана Кихпиныч. Длина лавовых потоков до 10 км, мощность до 300 м. Они залегают на среднеоплейстоценовых базальтах и перекрыты мореной второй стадии позднеоплейстоценового оледенения. Приведенные данные определений абсолютного возраста и стратиграфическое положение вулканитов определяют их позднеоплейстоценовый возраст.

Субвулканические образования ($\lambda Q_{III} sm_2$). Риолиты и дациты слагают субвулканические тела питающих систем вулканов позднеоплейстоценового возраста. Они внедрились в посткальдерный этап. Часть тел приурочена к кольцевым разрывам, ограничивающим кальдеры. Субвулканические тела внедрились в покровы средней фазы и в более древние вулканиты. Это тела вытянутой неправильной формы протяженностью до 7 км. Внутрикальдерные тела представлены экструзиями. Тела прорывают верхнечетвертичные пирокластические отложения.

Третья фаза

Покровные образования ($Q_{III} sm_3$). Голоценовые кислые вулканы третьей фазы связаны с вулканом Карымский. Пирокластические покровы, окружающие Карымскую кальдеру, распространены на площади около 100 км². Они сложены светлыми агломератовыми пемзовыми туфами. Основная масса сложена псаммито-пепловым материалом, в котором рассеяны лапилли и бомбы пемзы риолитового и дацитового состава и включения обломков андезитов и базальтов. Мощность пирокластики в долинах достигает 60 м, а на водоразделах она не более 5 м. Формирование покрова, а следовательно и Карымской кальдеры, происходило, согласно геохронологическим данным, в интервале от 7500 до 6300 лет [123].

Потоки дацитов, риолитов и андезитов расположены в Карымской кальдере. Их длина до 4 км, ширина до 1 км. Наиболее древние излияния датируются радиоуглеродным методом в 2200 ± 90 лет [123]. Исторические потоки заливают северные склоны и основание вулкана. Риолиты слагают потоки на горе Желтая. Их длина до 3 км, ширина 800 м.

Кроноцкий вулканический комплекс андезит-базальтовый

Кроноцкий комплекс объединяет неоплейстоцен-голоценовые стратовулканы (с юга на север) — Мал. Семячик, Бол. Семячик, Узон, Кихпиньч, Тауншиц, Крашенинникова, Кроноцкий, Гамчен, Комарова. Вулканические постройки кроноцкого комплекса образованы на эоплейстоцен-раннеоплейстоценовых вулканогенных образованиях иультского комплекса. Формирование кроноцкого комплекса происходило в две фазы: в первую и вторую. Ранняя фаза объединяет покровные и субвулканические образования, поздняя — покровные.

Первая фаза

Покровные образования ($Q_{II-III} kn_1$) первой фазы формируют сильно разрушенные вулканы Шмидта, Гамчен, Высокий, Комарова, Пальцевая. Базальты и их туфы слагают вулкан Шмидта. В нижней части разреза преобладают туфы базальтового состава. Потоки базальтов редки, их мощность не превышает 5–7 м. Выше по разрезу базальтов становится больше, мощность потоков их увеличивается до 30, редко до 60 м. Мощность базальтов и их туфов на вулкане Шмидта достигает 800 м.

Андезиты, андезибазальты и туфы ранней фазы слагают вулкан Конради, Сокол, Пальцевая, пьедесталы вулканов Комарова и Высокий. В разрезе преобладают потоки андезитов, мощность которых колеблется от 5 до 50 м. Пласты агломератовых и псефитовых туфов андезитового и андезибазальтового состава имеют подчиненное значение. Мощность их до 5 м. Мощность андезитов и их туфов около 500 м.

Возраст покровных образований первой фазы определяется на основании геологических данных. Они залегают на раннеоплейстоценовых вулканиках и перекрываются позднеоплейстоценовыми (Q_{III_4}) ледниковыми отложениями.

Субвулканические образования ($\alpha, \beta Q_{II-III} kn_1$) ранней фазы представлены экструзиями андезитов и базальтов. В рельефе экструзии образуют конусообразные крутосклонные возвышенности с относительной высотой 500–600 м,

изометричные в плане, в поперечнике до 3 км. Зачастую экструзии фиксируют центральные части средннеоплейстоценовых вулканов.

Возраст экструзий устанавливается по положению их в поле развития средннеоплейстоценовых вулканитов, которые они прорывают. Экструзии «обработаны» поздннеоплейстоценовым оледенением.

Вторая фаза

Покровные образования ($Q_{II-III} kn_2$) слагают конус вулкана Кроноцкий, шлаковые конусы на его склонах. Лавовые потоки имеют мощность от 5 до 40 м. Потоки и серии потоков базальтов чередуются с пластами агломератовых туфов мощностью 10–15 м. Туфы содержат ксенолиты ультраосновных и основных интрузивных пород. Базальты мелко- и крупнопорфировые. Вкрапленники: лабрадор, оливин, моноклинный пироксен. Туфы преимущественно агломератовые, состоят из обломков базальтов, бомб и лапиллей основного состава. Иногда присутствуют обломки верлитов, лерцолитов, горнблендитов, габбро [428].

Андезибазальты и андезиты слагают протяженные лавовые потоки и конусы вулканов Гамчен, Комарова, Высокий. Лавовые потоки и конусы имеют хорошую сохранность первичного микрорельефа. Конусы правильной формы с кратерами, высота их 200–500 м, диаметр основания – от 0,5 до 3 км. Протяженность потоков до 9 км. Лавовые потоки бронируют более ранние образования, перекрывают ледниковые отложения второй стадии поздннеоплейстоценового оледенения и изменяют русла водотоков. Их мощность достигает 300 м.

Мощность покровных образований поздней фазы около 600 м.

Дзэндзурский вулканический комплекс дацит-андезит-риолитовый

Большая часть комплекса, сформированная в плейстоцене, отнесена к первой фазе, его голоценовые проявления – ко второй.

Первая фаза

Покровные образования ($Q_{II-III} dz_1$) занимают примерно 50 % площади распространения комплекса. В нижней части разреза залегают пласты и пачки пемзовых туфов и игнимбритов. Общая мощность их около 100 м. Выше залегают пачка потоков дацитов и андезитов мощностью около 250 м. Покровы дацитов, андезитов окружают экструзивные образования, слагают склоны Пиначевского и Жупановского хребтов, горных массивов в истоках р. Налычева. Мощность отдельных потоков андезитов и дацитов составляет 20–40 м. Общая мощность покровных образований ранней фазы 500 м.

Субвулканические образования ($\alpha, \zeta, \zeta\alpha, \lambda Q_{II-III} dz_1$) образуют куполообразные горы с относительной высотой в несколько сот метров. Экструзии сохранили купольные формы, а экструзии с отметками вершин 1000 м и более, принадлежащие к данной фазе, несут на себе следы интенсивной ледниковой обработки. Таковы вершины вулканов Ааг и Аарик, западная часть Жупановского хребта.

Центральная часть экструзивного массива горы Купол сложена перлитами и пемзовидными риолитами, которые к периферии сменяются полосчатыми и брекчиевидными дацитами, риодацитами.

Среди пород первой фазы комплекса преобладают амфибол-двупироксено-

вые андезиты и дациандезиты.

Возраст ранней фазы комплекса определяется средне-позднеплейстоценовым на основании главным образом морфологии экструзивных вулканов; сохраняя вулканические формы, они несут следы чрезвычайно интенсивной деятельности позднеплейстоценовых ледников.

Вторая фаза

Покровные образования ($Q_{II}dz_2$) второй фазы комплекса представлены потоками андезитов, дацитов, бронирующих южные и северные склоны Жупановского хребта, тефрой среднего и кислого состава, аглутинатами, шлаками и вулканическими песками. Истоки лавовых потоков приурочены к шлаковым конусам. Лавовые потоки бронируют северные склоны хребта, а на южных спускаются в днища троговых долин.

Субвулканические образования ($\lambda Q_{II}dz_2$) представлены риолитовой экструзией привершинной части Жупановского хребта.

ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

Ажабачский комплекс трахибазальт-базальтовый

Покровные образования ($Q_{III}az$) развиты в полосе северо-восточного простираения шириной до 20 км, простирающейся от верховьев руч. Тундровый до побережья Камчатского залива, контролирующей системой молодых разрывов северо-восточного простираения. Покровная фация ажабачского комплекса представлена чередованием потоков базальтов, трахибазальтов, андезибазальтов, трахиандезибазальтов со шлаками и аглутинатами мощностью от первых метров до нескольких десятков метров.

Мощность пород ажабачского комплекса 250 м.

Базальты, трахибазальты и андезибазальты оливиновые, оливин-пироксеновые и плагиоклаз-оливин-пироксеновые – порфировые.

По данным палеомагнитного анализа, излияния вулканитов произошли в эпоху Брюнеса [178]. На мысе Красный они перекрывают морские эоплейстоцен-раннеплейстоценовые отложения. Возраст ажабачского комплекса принят на уровне позднего звена неоплейстоцена.

ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА–ГОЛОЦЕН

Авачинско-корякский вулканический комплекс базальт-андезит-базальтовый

К комплексу отнесены образования вулканического ареала, расположенного севернее Авачинской губы, включающего вулканы Корякский, Авачинский и Козельский, а также пирокластическое поле, расположенное севернее г. Петропавловск-Камчатский.

Авачинско-Корякский вулканический комплекс сформирован в две фазы: первую – позднеплейстоценовую и вторую – голоценовую.

Первая фаза

Первая фаза объединяет покровную и субвулканическую фации.

Покровные образования ($Q_{III}ak_1$) начали формироваться излияниями лав оливин-клинопироксеновых плагиобазальтов, которые сменились в предголоценовое время андезибазальтами и андезитами, в том числе и роговообманко-

выми. Мощность эффузивных серий в бортах барранкосов достигает 200 м. В при-
вершинной части лавовый разрез сменяется существенно агломератовым.

На вулканах Авачинский и Козельский вулканисты первой фазы представле-
ны чередованием (в нижней части) потоков андезибазальтов и агломератов, реже
лапиллиевых туфов, причем агломераты преобладают. Выше чередуются потоки
андезитов, андезибазальтов, реже базальтов, агломератов, причем количество эф-
фузивов и туфов примерно одинаковое. Мощность покровной фации вулканов до-
стигает 900 м. Экзотическими для всей группы эффузивных пород Авачинского
вулкана являются оливин-хромдиопсидовые базальты, или «авачиты» [126].

Пирокластическое поле у южного подножия вулканов простирается до Ава-
чинской губы и прослеживается в северо-западном направлении на 25–30 км при
ширине до 15 км. В редких обнажениях вскрывается глыбово-щебнистая песчаная
толща мощностью (по данным бурения) до 330 м. Материал толщи не сортирован
и не окатан. Состав обломков однообразен и представлен пироксен-роговообман-
ковыми андезитами.

О времени становления первой фазы (поздний неоплейстоцен) можно судить
по широкому развитию у его подножия морен второй фазы поздненеплейстоце-
нового оледенения. Этот факт позволяет считать, что в конце позднего неоплей-
стоцена вулкан существовал как форма, близкая к современной [126]. В бассейне
р. Дремучая лавы корякского комплекса перекрывают средне-позднеоплейсто-
ценовые эффузивы дзэндзурского комплекса.

Субвулканические образования ($\alpha Q_{III}ak_1$) представлены телами
андезитов, отпрепарированных в основном на юго-восточном склоне Авачинско-
Корякской группы вулканов. Для их эндоконтактных зон типичны агломерато-
вые мантии.

Среди пирокластического поля в рельефе выделяются куполовидные экстру-
зии пироксеновых и роговообманковых андезитов.

В андезитах встречаются ксенолиты меловых пород: песчаники, алевролиты,
мраморизованные известняки, перидотиты, пироксениты и кварц-пироксен-пла-
гиоклазовые скарны [126].

Вторая фаза

Покровные образования ($Q_{II}ak_2$) распространены на Корякском вул-
кане. Голоценовые потоки оливиновых базальтов изливались из субтерминальных
и латеральных кратеров на западный и северный склоны. Их мощность первые
десятки метров, общая площадь около 150 км². Центры излияний потоков выгля-
дят как невысокие (до 50 м высотой и до 200 м диаметром) шлаковые конусы. У
северного и восточного подножий вулканов широко распространены пироклас-
тические отложения, представленные вулканическим песком и шлаками с валу-
нами и глыбами оливиновых базальтов. Их мощность достигает 15 м.

На Авачинском вулкане к образованиям второй фазы принадлежит голоцено-
вый действующий конус, сложенный преимущественно андезитами и возвышаю-
щийся над соммой на 400–1000 м, шлаковые конусы на северо-восточном и севе-
ро-западном склоне соммы, также маломощный пирокластический покров на пра-
вобережье р. Налычева. Потоки второй фазы сложены оливиновыми базальтами,
авгит-гиперстеновыми, реже оливин-гиперстеновыми андезибазальтами, андези-
тами. До января 1991 г. на вершине Авачинского вулкана существовал кратер диа-

метром 350 м и глубиной 220 м. В его стенах лавовые наложения пересекались дайками и пластовыми лавовыми залежами. В настоящее время кратер заполнен лавовой пробкой последнего извержения 1991 г.

ГОЛОЦЕН

Бакенингский вулканический комплекс дацит-андезитовый

Покровные образования (Q_{Hbk}) комплекса слагают постройку вулкана Бакенинг, расположенного в верховье р. Сред. Авача. Они представлены преимущественно потоками андезитов. Лавовые потоки, берущие начало у вершины, слагают внешнюю оболочку вулкана мощностью около 200 м. В составе покровной фации комплекса преобладают двупироксеновые и амфибол-двупироксеновые андезиты, присутствуют роговообманковые и биотитовые дациты.

Время образования покровной фации комплекса считается голоценовым, так как склоны вулканической постройки не несут следов позднеплейстоценовой ледниковой обработки.

Субвулканические образования (αQ_{Hbk}). Андезиты формируют преимущественно небольшие купола диаметром до 1 км и высотой 50–60 м. В верховье р. Сред. Авача расположено куполовидное овальное в плане тело андезитов площадью более 10 км².

Голоценовый возраст субвулканических тел устанавливается на основании их секущих соотношений с современными лавами вулкана Бакенинг, перекрытыми отложениями горячих лавин с экструзией склонов трогов позднеплейстоценового оледенения [126].

Верхнеавачинский вулканический комплекс базальтовый

Покровные образования (Q_{Hva}). Шлаковые конусы и поля потоков оливиновых базальтов и андезибазальтов тяготеют к зонам нарушений долин рек Сред. и Лев. Авача, к оперяющим их разломам. Они распространены на площади более 1000 км². Общая площадь, занятая породами комплекса, едва превышает 100 км². Отмечаются как отдельные шлаковые конусы с единичными потоками, так и группы конусов, лавовые потоки с которых образуют поля площадью 20–25 км². К таким образованиям относятся массив горы Песчаная, поля ареального вулканизма по правобережью Лев. Авачи, на р. Вершинская. Шлаковые конусы, как правило, группируются в таких полях в цепочках или образуют компактные узлы, достигают высоты 100 м.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДНА АКВАТОРИИ

Прилегающая акватория принадлежит к двум мегабассейнам – Охотоморскому и Северо-Западно-Тихоокеанскому.

Охотоморский мегабассейн представлен фрагментом шельфа глубиной до 60 м, на котором мощность осадочного чехла достигает 1,5–2 км. Граница, соответствующая акустически жесткой толще, имеет слаборасчлененный рельеф. Акустический фундамент сложен, вероятно, дислоцированными мел-палеоценовыми терригенными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями. По данным глубокого бурения, в рассматриваемой части Западно-Камчатского шельфа акустически проницаемый чехол представлен пятью сейсмокомплексами,

соответствующими олигоцен-четвертичным стратифицированным подразделениям прилегающей суши. Самый верхний из них энемтенский (${}^sN_2-Qen$) имеет мощность до 500 м и сложен песчаниками, конгломератами с прослоями ракушняка и пеплов.

Северо-Западно-Тихоокеанский мегабассейн представлен фрагментом Восточно-Камчатского шельфово-склонового бассейна, разделенного подводными продолжениями положительных структур полуостровов – Шипунский и Кроноцкий на два прогиба – Авачинский и Кроноцкий, имеющих сходное строение.

Акустический фундамент (АФ) с долей условности можно разделить: на меловые(?) метаморфизованные образования разного генезиса; нижний мел-эоценовые сложнодислоцированные кремнисто-вулканогенные, осадочные и интрузивные образования; эоценовые базальты.

Акустически жесткая и акустически проницаемая толщи связаны постепенными переходами как по вертикали, так и по латерали. Поэтому поверхность АФ в большинстве случаев построена со значительной степенью условности. В области склона она погружается в юго-восточном направлении в интервале абсолютных отметок минус 1,0–5,7 км. В области материкового подножия поверхность АФ расположена на абсолютных отметках до минус 14,0 км. Ее сложная форма, вероятно, определяется фаціальным замещением акустически жестких преимущественно эффузивных образований акустически стратифицированными вулканогенно-осадочными.

Драгирование бортов каньонов Кроноцкого залива показало, что акустически жесткая толща на склоне сложена в основном эффузивными образованиями кубовской и козловской свит.

Их корреляция с базальтами кубовской свиты позволяет ограничить нижнюю границу возрастного интервала средним эоценом.

Кубовско-козловский сейсмокомплекс (sP_2kk) разделен многочисленными несогласиями на ряд сейсмогоризонтов, характеризующихся в основном короткими крупноамплитудными отражениями сложной формы. На склоне сейсмокомплекс разбит разломами, среди которых выделяются взбросы и сбросы амплитудой до 750 м. Его мощность достигает 2,0 км и более. Подошва комплекса на склоне не установлена в связи с постепенным уменьшением интенсивности отражений вниз по разрезу. Анализ волновой картины в области подножия на разрезе по профилю МОВ № 79006 позволяет в ряде случаев предположить латеральный переход сейсмокомплекса в акустически жесткую толщу. Мощность достигает 3,5 км и более. На высокочастотных разрезах НСП указанный СК входит в состав акустически жесткой толщи.

Результаты драгирования толщи (интервал 2080–145 м) позволяют предположить, что на шельфе и склоне она сложена в основном эффузивными и вулканокластическими породами, а также гравелитами и конгломератами, содержащими гальку вулканитов из акустически жесткой толщи.

Латеральные переходы данного СК в АФ позволяют коррелировать соответствующую толщу с вулканогенно-осадочными фациями кубовской и козловской (средний эоцен) свит смежного побережья.

Ольгинский сейсмокомплекс (${}^sP_2-N_1^3ol$) имеет мощность до 2,0 км (при $V_p = 2,5$ км/с) и характеризуется преимущественно среднеамплитудными субгоризонтальными отражениями средней протяженности. На шельфе, в верхней части склона он образует структуры заполнения и облекания форм рельефа поверх-

ности подстилающего сейсмокомплекса. На склоне ольгинской СК утончается в ряде случаев до полного выклинивания. В области материкового подножия он трансгрессивно причленяется к поверхности АФ. Соотношение можно определить как подошвенное налегание и прилегание. Разломы установлены лишь в верхней части склона. В основном это сбросы и взбросы амплитудой до 700 м. На высоко-частотных разрезах НСП СК акустически прозрачен [98].

Толща, соответствующая ольгинскому сейсмокомплексу, опробована в каньонах Кроноцкого залива. В каньоне Ольги (инт. 1756–215 м) она представлена туфодиадомитами, алевролитами и песчаниками, в Кроноцком каньоне (инт. 2703–1817 м) – песчаниками, туфопесчаниками, туфами, туфодиадомитами и алевролитами, в Жупановском каньоне (инт. 2080–145 м) – конгломератами, туфоконгломератами, туфогравелитами, туфами, песчаниками, туфопесчаниками и туфодиадомитами. Песчаники и алевролиты состоят из обломков вулканических пород и минералов, аутигенных глауконитов, халцедона, глинистых минералов, гидроокислов железа, а также остатков панцирей диатомей и скелетов радиолярий.

По палеонтологическим данным толща, соответствующая ольгинскому сейсмокомплексу, датируется средним эоценом–поздним миоценом.

Кроноцкий сейсмокомплекс (${}^6N_2-Qkr$) имеет мощность до 1500 м (при $V_p = 2,0$ км/с) и характеризуется преимущественно параллельными малоамплитудными отражениями довольно большой протяженности. На шельфе, в верхней части склона и в области материкового подножия он трансгрессивно причленяется к поверхности АФ, с подстилающим комплексом он относится к типу подошвенного прилегания [98].

Толща, соответствующая указанному сейсмокомплексу, опробована драгированием в каньонах Кроноцкого залива, где представлена в основном туфодиадомитами.

По палеонтологическим данным толща, соответствующая кроноцкому сейсмокомплексу, датируется плиоценом–квартером.

МАГМАТИЗМ

ЭПОХА ПОЗДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ–СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Колтаковская зона [1]

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Андриановский плутонический комплекс метагаббровый (vPZ_{1a}) представлен интенсивно измененными интрузивными телами основного состава: метагаббро, габброамфиболитами, амфиболитами, амфиболовыми, эпидот-амфиболовыми, клинопироксен-амфиболовыми сланцами. Прослеживается он в субширотном направлении на 25 км от верховьев рек Золотая и Этыканенди (левых составляющих р. Облуковина) по долине р. Крутогорова и представлен пластинообразными, падающими на север телами, приуроченными к субширотному разлому. Породы комплекса подверглись сильнейшему тектоническому воздействию, превращены в милониты, брекчии, сцементированные мелкозернистым, в разной степени перетертым, агрегатом плагиоклаз-амфиболового состава. Обломки в брекчиях представлены амфиболитами, амфиболовыми сланцами, реже метагаббро.

Вмещающими для образований комплекса являются филлиты и кристаллосланцы хейванской свиты, а также породы камчатской метаморфической серии. Контакты преимущественно тектонические. Но наряду с таковыми наблюдаются и типично интрузивные контакты с апофизами метагаббро, сопровождающиеся сливными роговиками, ксенолитами вмещающих пород.

Породы интрузивных тел андриановского комплекса имеют монотонный состав и отличаются лишь степенью тектонических и метаморфических преобразований. Наиболее четко переходы между текстурно-структурными разностями габброидов наблюдались в интрузии на водоразделе рек Золотая и Этыканенди. Здесь отмечены переходы пород от периферии к центру интрузии в следующей последовательности: амфиболиты → плагиоклаз-амфиболовые полосчатые породы → метагаббро полосчатое → массивное габбро. Границы между этими породами постепенные. Аналогичные постепенные переходы многократно наблюдались в телах метагаббро и в бассейнах рек Этыканенди, Крутогорова [395].

Амфиболиты, габбро-амфиболиты, амфиболовые сланцы – плотные породы с нематобластовой, призматическизернистой структурой; сланцеватой, неясно-сланцеватой, полосчатой, массивной текстурой. Амфиболы (80–35 %) представлены актинолитом или тремолитом. В промежутках между амфиболами распределены таблички плагиоклаза. Постоянно присутствуют хлорит, биотит, эпидот, кварц, карбонат; аксессуарные – сфен, рутил, апатит, гранат, турмалин. Среди сланцеватого амфибол-плагиоклазового агрегата часто встречаются крупные таблицы

плагиоклаза, роговой обманки – реликты полнокристаллических среднезернистых габбро. Переходные к габбро разновидности – массивные средне- или мелкозернистые. Они имеют гетеробластовую, гранонематобластовую структуру с реликтами порфирированной офитовой. Роговая обманка образует псевдоморфозы по клинопироксену. Отмечаются реликты оливина, замещенного карбонатом с кварцем, в существенно клинохлор-тремолитового состава сланцах, для которых исходными могли быть ультрамафиты.

Метагаббро – среднезернистые породы с пойкилитовой, порфиробластовой структурой; массивной, слабосланцеватой, катакластической, полосчатой текстурой. Состав пород – роговая обманка (30–60 %) и плагиоклаз (40–60 %), иногда оливин (0–5 %). Роговая обманка развивается по клинопироксену. Вторичные минералы – хлорит (до 15 %), биотит (до 5 %), эпидот, альбит, серицит, рутил, магнетит, пирит, кальцит.

Метагаббро, габброамфиболиты, амфиболиты, амфиболовые сланцы по петрохимическим характеристикам отвечают семейству габброидов нормального петрохимического ряда. Они богаты кальцием, имеют явно натриевый тип щелочности, магнезиальные, с умеренной железистостью и низкой глиноземистостью.

Средняя плотность метагаббро 2,69 г/см³, магнитная восприимчивость – $1096,6 \times 10^{-6}$ ед. СГС, остаточная намагниченность – $121,3 \times 10^{-6}$ ед. СГС [121].

С метагабброидами комплекса связаны небольшие зоны пиритизации, прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация (пирит, пирротин, халькопирит, пентландит).

Все преобразования в породах андриановской серии связаны явно с дислокационным метаморфизмом.

К-Ar определение возраста метагабброидов андриановского комплекса – 69 млн лет [395], что, вероятнее всего, соответствует времени метаморфизма. Sm-Nd изохронные определения – 513, 505, 479 млн лет [292] позволяют датировать комплекс ранним палеозоем. Проведенные в ЦИИ ВСЕГЕИ Sm-Nd исследования подтвердили полученные ранее этим методом данные. Так, валовые пробы амфиболовых сланцев комплекса ложатся на Sm-Nd изохронной диаграмме около линии регрессии (эрахрона с возрастом 513 млн лет), полученной ранее [50], а фигуративная точка пробы амфиболита попадает на изохрону с возрастом 505 млн лет.

ЭПОХА РАННЕГО МЕЛА–РАННЕГО ЭОЦЕНА (НАЧАЛО ИПРА)

Приохотско-Укэляятская зона [3]

РАННЕ-ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Крутогоровский плутонический комплекс гнейсоплагиогранитовый (γ , $\gamma\delta$, $\rho\gamma$ $K_r k$) представлен интрузивными массивами мигматит-плагиогранитовой формации, вскрывающимися в долине р. Ича, в верховьях рек Крутогорова, Сред. Андриановка, Лев. Хейвана, Прав. Колпакова. Наиболее крупные массивы Левоозерновский, Крутогоровский, Правокольский приурочены соответственно к Шанучскому, Хангарскому, Пымтинскому гнейсо-гранитовым куполам. Массивы сложены преимущественно гнейсоплагиогранитами, гнейсогранодиоритами, гнейсотоналитами, гнейсогранитами, редко гнейсодиоритами.

Петротипическим для комплекса является Крутогоровский массив, расположенный в центральной части Хангарского купола. Он сложен гнейсоплагиогранитами, гнейсогранодиоритами, гнейсотоналитами, с подчиненным количеством гнейсогранитов, гнейсодиоритов. Вмещают массив мигматиты, плагиогнейсы колпаковской и кристаллосланцы камчатской метаморфических серий. Границы с ними в основном нечеткие. С плагиогнейсами соотношения сложные. Процессы мигматизации и гранитизации превращают приконтактовую зону и апикальную часть интрузии в смесь гнейсогранитоидов с мигматитами. Соответственно четкие, резкие границы гнейсогранитоидов с вмещающими плагиогнейсами встречаются редко, хотя в зоне контакта иногда присутствуют апофизы гнейсо-гранитоидов во вмещающих породах и большое количество ксенолитов последних. В основном переход происходит постепенно через зону мигматизации и гранитизации. В общем плане ориентировка плоскости контакта обычно параллельна гнейсоватости в интрузии, а также полосчатости и гнейсоватости в плагиогнейсах. Кристаллические сланцы иногда на ширину 5–30 см превращаются в кварцито-сланцы.

В гравитационном поле Крутогоровский массив хорошо выделяется, образуя вместе с колпаковскими плагиогнейсами отрицательную субизометричную аномалию, соответствующую Хангарскому гранито-гнейсовому куполу.

Гнейсоплагиограниты, гнейсогранодиориты, гнейсотоналиты, гнейсограниты — основные породы комплекса. Реже отмечаются гнейсовидные диориты и кварцевые диориты, а также аплиты и пегматиты даек, сопровождающих интрузии. Породы комплекса крупно-, средне-, мелкозернистые, часто содержат шлиры и скиалиты. Для них характерны неоднородные, плоскопараллельные, линейные, очковые, неяснополосчатые, гнейсовидные текстуры; метабластовые, гранобластовые, коррозионные, бластокатакlastические, реакционные структуры. Главными минералами являются плагиоклаз (олигоклаз, андезин), кварц, калиевый полевой шпат, биотит, роговая обманка. Акцессорные минералы апатит, циркон, сфен, гранат, турмалин, кордиерит, силлиманит. В зонах диафтореза развиваются вторичные минералы — серицит, пелит, хлорит, эпидот, лейкоксен, карбонат, альбит.

Пегматиты и пегматоидные граниты — породы от крупно- до среднезернистых. В составе их преобладают калиевые полевые шпаты. Мусковит в составе пегматитов достигает размера 10 см. Присутствуют также гранат, турмалин, андалузит, кианит. Аплиты — сахаровидные породы с мелкозернистой структурой.

Распределение железа и магния между гранатом и биотитом свидетельствует, что формирование гнейсогранитоидов происходило при температуре около 600–640 °С, которая близка к температуре преобразования вмещающих пород колпаковской серии [395].

Породы комплекса принадлежат к нормальному петрохимическому ряду. Гнейсогранодиориты и гнейсоплагиограниты имеют натриевый тип щелочности; гнейсограниты и гнейсодиориты — калиево-натриевый. Средняя плотность гнейсоплагиогранитов 2,62 г/см³.

К тектоническим нарушениям приурочены зоны пиритизации и окварцевания, а также интенсивный катаклиз до образования хлорит-серицитовых сланцев. С гнейсогранитоидами комплекса, особенно с пегматитами, связано повышенное содержание урана и проявления мусковита.

Весь комплекс имеющихся данных свидетельствует, что породы крутогоровского комплекса представляют собой анатектические образования, возникшие в

результате ультраметаморфизма и гранитизации пород колпаковской серии. Они формировались «in situ» и затем в небольших масштабах перемещались во вмещающих образованиях. Вероятно так же формировались реоморфические и интрузивно-реоморфические гранитоиды с достаточно резкими контактами с вмещающими породами, несколько оторванные во времени от эпохи гранитизации и мобилизации плагийогнейсового субстрата.

Раннемеловой возраст гнейсогранитоидов крутогоровского комплекса принимается по Rb-Sr изохронам — 111, 116, 125 млн лет [14]. Это не противоречит и геологической ситуации — комплекс моложе метаморфических преобразований раннемелового времени пород колпаковской и камчатской серий и прорывается позднемеловыми интрузиями кольского комплекса.

В последнее время U-Pb методом по цирконам с использованием SHIMP II (ВСЕГЕИ) получены принципиально новые данные о позднемеловом возрасте (80 ± 5 , $81 \pm 2,5$ млн лет) крутогоровского комплекса в его петротипе, свидетельствующие о принадлежности этих гранитоидов к позднемеловому кольскому комплексу, что, естественно, требует дополнительного подтверждения.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Дукукский плутонический комплекс габбро-норит-кортландитовый ($v\text{-}\sigma$, vK_2d) объединяет интрузии габбро, габбро-норитов, норитов, пироксенитов, горнblendитов, кортландитов, перидотит-пироксенит-норитовой (норит-кортландитовой) формации, распространенные в южной части Срединно-Камчатского хребта в пределах массива метаморфических пород и обрамляющих их метатерригенных углеродистых черносланцевых толщ. В составе комплекса различаются массивы двух типов [82]. К первому относятся небольшого размера штоки, дайки и пластовые тела мощностью в первые десятки метров, реже до 100–200 м и протяженностью 1000–1200 м. Они контролируются разрывными нарушениями северо-западной и субширотной ориентировки и преимущественно распространены в северной (Шанучская группа) и в юго-западной (Квинумская группа) периферических частях метаморфического массива. Интрузии этого типа представлены преобразованными амфиболовыми габбро, пироксенитами, горнblendитами, кортландитами, а также дифференцированными телами от кортландитов и горнblendитов до роговообманковых габбро и диоритов в их прикровельных частях.

Интрузии второго типа представляют собой значительного размера (до 20–30 км²) пластинообразные тела и лополиты обычно овальной в плане формы с максимальной мощностью в центральных частях последних около 3 км. Этим интрузиям соответствуют положительные гравитационные аномалии северо-западной ориентировки. Они, как правило, тяготеют к внутренним частям Центрально-Камчатского метаморфического массива. Это интрузии верховий рек Степанова, Лев. Порожистая, Квинум, Прав. Кихчик, Дукук, Пымта, Немтик. Наиболее крупными массивами являются Кувалорогский (30 км²), Дукукский (10 км²), Пеницкий (8 км²) и Кагнисинский (6 км²).

Петротипическим массивом комплекса является Дукукский, представляющий собой вытянутый в северо-западном направлении лополит. В его строении участвуют кортландиты, нориты, габбро-нориты, габбро, диориты и кварцевые диориты с закономерным возрастанием основности пород к подошве тела при общем

преобладании габброидов. Наряду с постепенными переходами между всеми разновидностями пород массива наблюдается и прорывание габброидов кортландитами. Диориты и кварцевые диориты преимущественно приурочены к прикровельным частям интрузива и содержат многочисленные в различной степени ассимилированные ксенолиты пород колпаковской, камчатской серий и гранитов крутогоровского комплекса. Характерна обогащенность эндоконтактовых зон массива гранатом и графитом. Сходным сложным строением характеризуются и другие массивы этой группы. Их общей особенностью является в различной степени проявленная расслоенность. Так, по данным бурения, в массиве Куволорог установлены ритмы мощностью 50–250 м с чередованием кортландитов, горнблендитов, меланократовых и лейкократовых габброноритов и габбро. Показательно также постоянное присутствие в эндоконтактовых зонах массивов гибридных насыщенных ксенолитами вмещающих метаморфических пород – диоритов, кварцевых диоритов, а иногда и гранодиоритов, обогащенных гранатом и графитом.

Спецификой состава всех разновидностей пород комплекса являются постоянное присутствие в них амфибола (паргасита) и биотита, а в ультрамафических разновидностях и флогопита. Характерна широко проявленная амфиболизация пород, затушевывающая их первичный состав, хотя в ряде случаев присутствуют практически неизменные габброиды и кортландиты. Следует отметить, что кортландиты, наряду с более редко встречающимися шрисгеймитами являются характерными породами дукукского комплекса. Они образуют небольшие тела мощностью до 50–70 м при протяженности в первые сотни метров. Как правило, амфиболовые перидотиты концентрируются в пределах габброидных массивов и лишь изредка встречаются во вмещающих сланцах и гнейсогранитах. В меланократовых габбро они слагают линзовидные обособления с постепенными переходами к оливиновым норитам, а в лейкократовых габброидах нередко присутствуют в виде секущих тел с резкими контактами.

Особенности вещественного состава пород комплекса подробно охарактеризованы в ряде специальных работ [110, 130, 129, 101, 82].

Интрузии дукукского комплекса прорывают протерозойские образования колпаковской и камчатской метаморфических серий, а также ранне-позднемиеловые отложения хейванской и химкинской свит. В экзоконтактовых зонах интрузий отмечаются маломощные зоны часто полосчатых роговиков, состоящих из биотита, мусковита, силлиманита, кордиерита, граната, плагиоклаза и кварца.

Возраст образований дукукского комплекса определяется интрузивными контактами с ранне-позднемиеловыми отложениями и прорыванием габброидов позднемиеловыми гранитоидами кольского комплекса. Многочисленные K-Ar определения пород комплекса преимущественно варьируют в пределах 54–98 млн лет. Изохронные Sm-Nd и Rb-Sr определения для пород и минералов Дукукского массива соответствуют возрасту 68 млн лет [56], а полученные в последнее время результаты по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ [133] для одной группы интрузий комплекса дают определения их возраста в интервале от 49,8 до 53 млн лет, а для другой группы – 84,3 млн лет.

U-Pb определения возраста по цирконам с использованием SHIMP II (ВСЕГЕИ) подтвердили присутствие в составе дукукского комплекса двух разновозрастных одноформационных групп пород позднемиелового (78 ± 2 млн лет) и эоценового (48 ± 3 млн лет) возраста, включая и эоценовый возраст меднорудной минерализации месторождения Шануч. Эти данные требуют дополнительного под-

тверждения с детальным изучением особенностей состава пород и специфики минерализации этих двух возрастных породных групп, охарактеризованных в настоящей работе в составе дукукского комплекса условно позднемелового возраста.

Комплекс имеет четко выраженную сульфидную кобальт-медно-никелевую с платиноидами специализацию. Присутствие пирротина—пентландита—халькопирита установлено почти во всех интрузивных телах. В связи с образованием комплекса выявлены многочисленные проявления и пункты минерализации меди, никеля, платиноидов, представленных сингенетическими и эпигенетическими рудами.

Кольский плутонический комплекс плагиогранит-гранодиоритовый имеет большое развитие в Срединно-Камчатском горст-антиклинории в долинах рек Ича, Колпакова, в верхних течениях рек Прав. и Лев. Воровская, Коль, Пымта, Сунтунк, Кагнисина, Лев. Лунтос, Дукук.

По составу интрузии комплекса относятся к гранит-гранодиоритовой формации. Становление комплекса происходило в три фазы [151, 393].

Первая фаза ($\gamma\delta$ - $q\delta$, $\gamma\delta$, δ , $\rho\gamma$, $\gamma K_2 k_1$) представлена интрузиями сложного состава — от плагиогранитов до кварцевых диоритов; от гранитов до диоритов и монопородными телами диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов, гранитов.

Петротипической является интрузия Пальмовидная сложного состава в междуречье Коль—Пымта (120 км²). Сложена интрузия гранодиоритами, плагиогранитами, тоналитами, кварцевыми диоритами. Переходы между всеми разностями пород постепенные. В центральных частях интрузии породы чаще средне- и крупнозернистые, тогда как в краевых — мелкозернистые, неравномернозернистые и порфириовидные. Кроме того, встречаются и гнейсовидные текстуры. Вмещающими являются породы колпаковской, камчатской серий, крутогорского, алисторского комплексов, хейванской и хозгонской свит. Сами интрузивные породы прорываются гранитоидами второй и третьей фаз становления.

Вторая фаза ($\gamma\delta$ - δ , γ - δ , $\gamma\delta$ - γ , $\gamma\delta$, $\rho\gamma$, $\rho\gamma\pi$, $\gamma K_2 k_2$) представлена интрузиями преимущественно сложного состава, реже простого — гранодиоритов и тоналитов, плагиогранитов, плагиогранит-порфиоров, гранитов. Наиболее крупным является массив горы Воровская (130 км²) в бассейне р. Прав. Воровская, сложенный гранитами, гранодиоритами, диоритами.

Для интрузий второй фазы часто характерно развитие в центральных частях гранодиоритов, гранитов, а в краевых — кварцевых диоритов, диоритов. Границы между ними нечеткие с постепенными переходами. В эндоконтактах гранитоиды характеризуются более меланократовым составом и нередко более мелкозернистым порфириовидным строением и слабопроявленной гнейсовидной текстурой по сравнению с породами внутренних частей массива. Вмещающими для интрузий второй фазы являются гранитоиды первой фазы, гнейсограниты крутогорского комплекса, породы колпаковской и камчатской серий, хейванской и хозгонской свит.

Третья фаза (γ - $\gamma\delta$, $\gamma\delta$, $\gamma K_2 k_3$) представлена как интрузиями сложного состава, так и простого — гранодиоритами, гранитами. Наиболее крупная интрузия сложного состава третьей фазы внедрения обнажается в истоках р. Прав. Воровская (50 км²). Для третьей фазы комплекса характерно наличие большого количества даек аплитов и пегматитов, часто турмалинсодержащих. Одно из полей таких даек наблюдается на водоразделе рек Кихчик и Дукук. Максимальные параметры (длина 3 км при мощности до 300 м) принадлежат дайке ураноносных пегматитов на левом борту р. Золотая (левая составляющая р. Облуковина).

Гранитоиды третьей фазы прорывают породы колпаковской и камчатской серий, хейванской и хозгонской свит, гранитоиды крутогоровского, а также образования первой и второй фаз кольского комплекса.

Морфология и характер контактов интрузий кольского комплекса с вмещающими образованиями разнообразны — от простого, четкого, почти без апофиз, до сложного, представляющего чередование апофиз и зажатых между ними блоков вмещающих пород. Поверхности контактов от субвертикальных до погружающихся под вмещающие породы под углом около 30° . Часто присутствуют ксенолиты линзовидные от первых сантиметров до сотен метров. Кроме того, встречается иной тип контакта, когда зона контакта мощностью от десятков до первых сотен метров представляет собой густую сеть разноориентированных маломощных лейкократовых гранитоидных инъекций, пронизывающих вмещающие породы. Эндоконтакты таких интрузий насыщены ксенолитами вмещающих пород различной величины, концентрация которых достигает 30 % от общего объема породы.

Характер контактовых преобразований для интрузий всех фаз сходен. Изменений в плагиогнейсах и кристаллосланцах колпаковской и камчатской серий в экзоконтактах практически не наблюдалось. Филлиты хейванской свиты в зоне контакта обычно становятся крепкими со сливной текстурой или превращаются в гранат-биотитовые, гранат-биотит-андалузитовые сланцы; алевролиты, аргиллиты, аспидные сланцы хозгонской свиты в приконтактной зоне — в роговики. Наиболее мощный контактовый ореол в породах хозгонской свиты наблюдался в бассейне р. Сунтунк — до 1000 м. Породы хозгонской свиты превращаются часто также в узловатые гранат-, ставролит-, андалузитсодержащие сланцы. На отдельных участках наблюдается четкая зональность контактового ореола — постепенная смена биотитовых-кварц-полевошпатовых роговиков через андалузит-биотит-турмалинсодержащие в пятнистые сланцы. Иногда в контактах наблюдается прерывистополосчатое чередование черных амфиболитов и светло-зеленоватых гранат-эпидот-плагиоклазовых пород [392]. В эндоконтактах самих интрузий отмечаются случаи появления гранатсодержащих разностей гранитоидов, в которых количество граната достигает 50 % объема, что объясняется ассимиляцией вмещающих высокоглиноземистых пород. [395].

Граниты первой фазы средне-, крупнозернистые с массивной или слабогнейсовидной текстурой, а граниты второй фазы чаще мелкозернистые, равнозернистые, реже гломерозернистые. Составы близкие, но в гранитах второй фазы, в отличие от гранитов первой фазы, мусковит преобладает над биотитом. Гранодиориты второй фазы характеризуются наличием роговой обманки, которая в гранодиоритах первой и третьей фаз отсутствует. Плагиограниты отличаются от гранодиоритов более высоким содержанием кварца, невысоким содержанием калиевого полевого шпата, отсутствием роговой обманки. Диориты, кварцевые диориты — средне-, мелкозернистые породы с гипидиоморфнозернистой, офитовой, призматическизернистой, часто порфиroidной структурой.

Вторичные минералы — хлорит, серицит, карбонат, клиноцоизит, актинолит. Наиболее развит хлорит, который часто полностью замещает биотит, в меньшей степени — роговую обманку. Последняя замещает иногда клинопироксен. Плагиоклаз серицитизирован в разной мере, калиевый полевой шпат пелитизирован. В зонах катаклаза в породах часто увеличивается количество кварца. Аксессуарные

минералы – апатит, гранат, циркон, ортит, сфен, андалузит – отмечаются почти во всех видах пород, хотя и в разных сочетаниях. В пегматоидных гранитах часто является черный, иногда голубоватый турмалин.

По химическому составу породы кольского комплекса относятся к кислым породам нормального петрохимического ряда. В меньшей мере распространены средние породы нормального петрохимического ряда семейства диоритов. Средние плутонические породы более распространены во второй фазе, кислые – преобладают в третьей. Все породы весьма высокоглиноземистые, преимущественно с натриевым, реже калиево-натриевым типом щелочности. Для одних и тех же видов пород разных фаз имеются свои особенности в химических составах. Так, глиноземистость пород снижается от первой до третьей. Наиболее высокая магнезиальность и кальциевость в породах второй фазы.

Средняя плотность гранитоидов $2,62 \text{ г/см}^3$.

С гранитоидами кольского комплекса связаны зоны окварцевания, пиритизации, кварцевые жилы, зоны кварцевого прожилкования, альбититы, сопровождающиеся повышенной концентрацией (проявлениями, пунктами минерализации, ореолами рассеяния) молибдена, меди, цинка, олова, урана, золота, серебра, редких земель.

Интрузии комплекса прорывают все докайнозойские образования, в более молодых не встречаются, сами рвутся миоценовыми интрузиями лавкинского комплекса. К-Аг определения возраста укладываются в интервал 57–89,5 млн лет. Rb-Sr изохронные определения составляют 70, 65, 66 млн лет [14]. В результате проведенных в ЦИИ ВСЕГЕИ Rb-Sr и Sm-Nd исследований установлено, что гнейсо-граниты Кольского массива имеют типичные для мезозойских гранитов характеристики, отражающие их происхождение за счет переплавления протерозой-мезозойских коровых пород. Sm-Nd изотопные характеристики гнейсогранитов Кольского массива ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,13$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,5126$, $\epsilon_{\text{Nd}} = +0,6$) близки к вмещающим плагиогнейсам колпаковской и камчатской серий, а модельный возраст соответствует 960 млн лет.

Исходя из этих данных, возраст кольского комплекса определяется как позднемеловой. Определения возраста U-Pb методом по цирконам (SHIMP II, ВСЕГЕИ) – 80 ± 2 млн лет. Вместе с тем для пород последней фазы кольского комплекса U-Pb методом по цирконам (ВСЕГЕИ) получены датировки по ряду проб 48–49 млн лет, что свидетельствует о необходимости проведения специальных работ для обоснованного выделения в пределах Центральной Камчатки неизвестных здесь ранее проявлений эоценового гранитоидного магматизма.

Камчатско-Олюторская зона [4]

РАННЕ-ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Карагинский плутонический комплекс дунит-гарцбургит-габбровый ($\Sigma K_{1-2}k$) объединяет относительно малочисленные тела дунит-гарцбургитового состава с количественно резко им подчиненными лерцолитами, верлитами и пироксенитами, а также ассоциирующие с ультрамафитами редкие тела габброидов. Образования комплекса распространены в пределах Валагинского и Ганальского хребтов, их выходы известны на п-ове Кроноцкий и в районе бухты Раковая в северной части

Авачинской губы. В целом они представляют собой южную часть протяженного Восточно-Камчатского пояса альпинотипных (офиолитовых) ультрамафит-мафитовых массивов. Южным ограничением этого пояса является Петропавловско-Малкинская зона поперечных дислокаций, северо-западная ориентировка которой в значительной степени контролирует размещение выходов ультрамафитов в пределах Южной Камчатки [73, 72]. Ранее отмечалась роль подобных поперечных зон структурного контроля размещения габбро-дунит-гарцбургитовых тел карагинского комплекса и на других, более северных участках пояса [95].

В Валагинском хребте наиболее значительные выходы ультрамафитов комплекса известны по руч. Дальний. Это тектоническая пластина горы Останец мощностью до 500 м и площадью 3 км², а также расположенный восточнее массив горы Попутная. Он представляет собой лакколлит диаметром около 2,5 км с видимой мощностью в центре не менее 800 м и характерным центриклинальным падением полосчатых гарцбургитов и расположенных среди них линз дунитов. Многочисленные мелкие разрозненные выходы тектонизированных интенсивно серпентинизированных ультрамафитов, вскрывающиеся непосредственно северо-восточнее, рассматриваются в качестве зоны серпентинитового меланжа [84, 39], однако, возможно, что они совместно с «монолитом» горы Попутная являются фрагментами некогда единого массива площадью около 16 км².

В Ганальском хребте ультрамафиты присутствуют в его южной части, где образуют небольшого размера выходы в районе рек Вактан Ганальский, Вахталка, руч. Каменистый и др. Они слагают линзообразные и пластинообразные тела гарцбургитов, дунитов, вебстеритов, серпентинитов, которые рассматриваются в качестве фрагментов крупной тектонической пластины. Протяженность отдельных выходов ультрамафитов достигает 1200 м, а общая площадь их распространения составляет около 4 км² [73].

В районе бухты Раковая Авачинской губы существенно серпентинизированные гарцбургиты слагают тектоническую пластину протяженностью до 1000 м при мощности около 100 м. По геофизическим данным предполагается продолжение выходов ультрамафитов под водами Авачинской губы [72], что наряду с присутствием ксенолитов гарцбургитов в четвертичных вулканитах Авачинского вулкана свидетельствует об относительно широком распространении ультрамафитов карагинского комплекса в пределах Южной Камчатки.

В целом среди ультрамафитов комплекса преобладают шпинелевые гарцбургиты и их клинопироксенсодержащие разновидности. Дуниты образуют в них пласты и линзы, достигающие 200 м при мощности до 20–40 м, чаще более мелкие. В незначительном количестве присутствуют жильные тела вебстеритов и клинопироксенитов мощностью от 1–2 до 20–30 м. В зонах контакта последних с гарцбургитами и дунитами обычно присутствуют порфиробласты диопсида, обуславливающие образование пород верлитового и лерцолитового состава. Гарцбургиты и дуниты крупных тел, как правило, совершенно свежие. В приконтактных частях и малоразмерных телах, а также в зонах тектонических нарушений они обычно нацело серпентинизированы. По петрогеохимическим особенностям гарцбургиты относятся к реститовым умеренно деплетированным перидотитам супрасубдукционного типа [102].

Вмещающими ультрамафиты образованиями в Валагинском хребте и в районе Авачинской бухты являются верхнемеловые кремнисто-вулканогенные поро-

ды, а в Ганальском хребте — метаморфические породы ганальской серии, причем в этом районе ультрамафиты интродуцированы эоценовыми габброидами юрчикского комплекса.

Контакты ультрамафитов и габброидов комплекса с вмещающими образованиями на рассматриваемой территории повсеместно тектонические. Вместе с тем, в массиве горы Попутная В. А. Селиверстовым и А. Б. Осипенко были охарактеризованы [99] своеобразные контакты с развитием зон родингитизации вмещающих пород, возникшие, по их мнению, в результате взаимодействия «горячих» ультрамафитов с породами рамы, что позволяет ставить вопрос об интрузивном способе становления массива. Ранее представление об активных контактах ультрамафитов массива горы Попутная обосновывала Н. В. Луцкина (1970), считая, что конформность его границ вмещающим образованиям свидетельствует о механическом воздействии интрузии на породы рамы. Ею были описаны и специфические пироксеновые роговики в одном из экзоконтактов этого массива.

Определения радиологического возраста (Sm-Nd, Rb-Sr) образований карагинского комплекса севернее территории листа [57], наряду с геологическими данными по п-ову Камчатский Мыс позволяют в определенной мере условно принимать его возраст в интервале раннего—позднего мела. На рассматриваемой территории для измененных ультрамафитов Ганальского хребта получены датировки цирконов (ВСЕГЕИ) — 85 ± 2 млн лет, подтверждающие их принадлежность к карагинскому комплексу.

С ультрамафитами карагинского комплекса в Валагинском хребте связаны проявления хромитов и точечные геохимические аномалии платиноидов.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ—ПАЛЕОЦЕНОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЛЕВОАНДРИАНОВСКИЙ ЛАТЕРАЛЬНЫЙ РЯД ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В состав ряда входят: левоандриановский дунит-клинопироксенит-монцитонитовый, толбачикский клинопироксенит-габбро-монцитонитовый плутонические комплексы.

Левоандриановский плутонический комплекс дунит-клинопироксенит-монцитонитовый (σ , $v-v$, v , $v\delta$, $\mu v-\delta$, $\mu-\xi$, $\xi-vK_2-P_1la$) объединяет интрузивы дунит-клинопироксенит-габбровой формации. В его состав входят ультрамафитовые массивы, характеризующиеся концентрически-зональным строением с дунитовым ядром, окруженным клинопироксенитами. Это интрузивы р. Филиппа, р. Лев. Андриановка, верховой рек Озерная Камчатка, Кунч и др. размером до 15–25 км². Наряду с подобными массивами присутствуют и интрузии (междуречье Евсейчиха—Стратиковская, верховье р. Евсейчиха и др.), сложенные преимущественно клинопироксенитами, вероятно, представляющими периферические части слабо эродированных зональных массивов, а также небольшие штоки и дайки клинопироксенитов, горнблендитов и флогопитовых перидотитов (реки Лев. Андриановка, Хим, Филиппа и др.). С существенно ультрамафитовыми массивами пространственно ассоциируют обычно незначительного размера (до 1–3 км²) монопородные тела габбро, монцогаббро, шонкинитов, монцитонитов и сиенитов, а также присутствуют более крупные (до 120 км²) пластинообразные дифференцированные массивы клинопироксенит-габбро-монцогаббро-монцитонит-сиенитового состава (реки Озерная Камчатка, Евсейчиха, Андриановка, Кенсол, Колпакова и др.).

Распространены интрузивы левоандриановского комплекса в южной части Срединного хребта. Их выходы приурочены к северной, северо-западной и главным образом северо-восточной периферическим частям выступа метаморфических пород и обрамляющим их позднемеловым вулканогенным образованиям. Ультрамафитовые массивы преимущественно распространены среди метаморфических образований, а интрузивы габброидов, монцонитов, сиенитов и пироксенит-габбро-монцогаббро-сиенитовые массивы располагаются, как правило, в полях позднемеловых вулканогенных образований ирунейской и кирганикской свит. Интрузивы хорошо выражены в геофизических полях. Им соответствуют положительные гравитационные и магнитные аномалии до 500–700 нТл, характерной в ряде случаев кольцевой либо овальной формы.

Позднемеловой—раннепалеогеновый возраст зональных массивов и ассоциирующих с ними интрузий определяется активными контактами с позднемеловыми вулканогенными образованиями. Определения радиологического возраста пород левоандриановского комплекса калий-аргоновым методом варьируют в пределах 52–86 млн лет с преобладающими значениями в 65–67 млн лет, что подтверждается и новейшими изохронными Sm-Nd и Rb-Sr датировками ультрамафитов типоморфного для комплекса Левоандриановского массива [56]. С этими данными хорошо согласуются и результаты определений возраста кристаллизации сиенитовых интрузий комплекса — $63,0 \pm 0,6$ и $70,4 \pm 0,7$ млн лет, полученные методом трековых датировок по цирконам [117]. Определенным подтверждением позднемелового—раннепалеогенового возраста образований комплекса является близость особенностей химического состава интрузивных мафитов и вмещающих их вулканитов ирунейской и кирганикской свит.

Наиболее полное представление об особенностях строения и состава дунит-клинопироксенитовых массивов дает петротипический Левоандриановский интрузив, расположенный в северо-восточной части Центрально-Камчатского выступа метаморфических пород в верховьях р. Лев. Андриановка.

Интрузив представляет собой овальное в плане тело северо-восточной ориентировки размером $2 \times 3,5$ км, вскрытое эрозией на глубину 500–600 м. Массиву соответствует магнитная аномалия, а также положительная гравитационная аномалия, прослеживающаяся в северо-восточном направлении еще на 3–4 км, что свидетельствует о более значительных размерах массива на глубине.

Центральная, существенно эродированная часть массива сложена дунитами, содержащими в ряде случаев кристаллы клинопироксена и флогопита, а также мелкие редкие шпильки хромитов.

Клинопироксенсодержащие дуниты обрамляются маломощной прерывистой зоной верлитов с постепенными их переходами к оливиновым клинопироксенитам и диопсидитам при удалении от дунитов.

Периферическая часть массива шириной до 700–800 м сложена биотитовыми клинопироксенитами, отдельные участки среди которых обогащены магнетитом и представляют собой «рудные» биотит-магнетитовые и магнетитовые пироксениты. В пироксенитах местами присутствует амфибол, количество которого возрастает в приконтактной части массива, и на отдельных участках амфиболсодержащие пироксениты постепенно сменяются горнблендитами. В южной части массива среди дунитов и биотитовых пироксенитов распространены крутопадающие тела диопсид-флогопитовых, иногда пегматоидных пород. При этом в одних слу-

чаях преобладает слюда, с которой обычно ассоциирует апатит (до 10–20 %) и породы по составу приближаются к слюдитам (глиммеритам), в других — это почти мономинеральные диоксидовые пироксениты. Протяженность этих тел варьирует от первых десятков метров до 150–200 м при мощности до 10–15 м. Наиболее поздние в массиве — это маломощные жилы (10–20 см) магнетитовых пироксенитов — козьвитов, содержащих до 30–50 % магнетита, и клинопироксен-магнетитовых горнблендитов, обогащенных апатитом.

Следует отметить присутствие в юго-восточной приконтактной зоне массива небольшого штока флогопитовых перидотитов, а также даек амфибол-биотитовых клинопироксенитов. Кроме того, возле восточной границы массива с вмещающими его образованиями располагаются небольшие (до первых сотен метров) штоки монцогаббро, прорывающие пироксениты и содержащие ксенолиты последних, а также единичные маломощные (до 3–5 м) дайки сиенитов.

Особенностью Левоандриановского массива является присутствие в его пределах ортоклазовых метасоматитов, которые образуют прерывистые зоны протяженностью в сотни метров при мощности в первые метры. Метасоматиты с кристаллами ортоклаза до нескольких сантиметров в длину образуются по пироксенитам, в северо-восточной части массива — по габброидным породам, а в зоне экзоконтакта — по сланцам.

Клинопироксениты и горнблендиты периферической части массива в эндоконтактах местами подроблены и рассланцованы. Вместе с тем, наблюдаются и четко выраженные интрузивные контакты с апофизами во вмещающие породы и ксенолитами сланцев в пироксенитах и горнблендитах. Экзоконтактовые изменения выражаются в развитии субщелочного амфибола и обогащении вмещающих пород биотитом, апатитом, а иногда и магнетитом. Наряду с этим в ряде случаев наблюдались маломощные зоны (первые десятки сантиметров) биотит-амфиболовых либо кварц-эпидотовых роговиков.

Наиболее широко в составе комплекса распространены сложнопостроенные пластино- и лополитообразные клинопироксенит-габбро-монцогаббро-монцонит-сиенитовые и монцогаббро-монцонит-диоритовые интрузии, а также автономные тела последовательно формировавшихся габбро, монцогаббро-монцонитов и сиенитов, образующих обычно небольшие штоки. Примером клинопироксенит-монцогаббро-сиенитового интрузива является один из массивов р. Озерная Камчатка, представляющий собой вытянутое в меридиональном направлении пластинообразное тело размером $5 \times 1,5$ км. В приподошвенной части массива располагается цепочка линзовидной формы тел биотитовых пироксенитов, причем, наряду с постепенными переходами между ними и габброидами наблюдается прорывание пироксенитов габброидами, а также присутствие ксенолитов пироксенитов в габбро.

Основная площадь массива сложена амфибол-клинопироксеновыми, часто биотит- и (или) калишпатсодержащими монцогаббро, монцонитами. Среди них в южной части массива в виде обособленного тела наблюдаются пироксен-амфиболовые, иногда кварцсодержащие сиениты. Переходы между монцогаббро, монцонитами и сиенитами, как правило, постепенные. При этом, однако, более лейкократовые и щелочные разновидности пород могут содержать ксенолиты более меланократовых и менее щелочных пород.

Монцогаббро прорываются редкими дайками и жилами нордмаркитов, субщелочных и лейкократовых сиенитов. Породы ирунейской свиты на расстоянии первых десятков метров превращены в кварц-биотит-полевошпатовые роговики.

Сходным строением обладают массивы рек Евсейчиха, Андриановка, Колпакова, Кенсол и др., причем пироксениты в ряде случаев присутствуют в них лишь в виде ксенолитов.

Важным свойством массивов левоандриановского комплекса является широкое распространение в их составе пород с флогопитом, биотитом, амфиболами, апатитом и повышенные содержания в них калия, рубидия, стронция, фосфора, что свидетельствует о существенной роли щелочей и летучих в их формировании. Наиболее полно особенности вещественного состава образований левоандриановского комплекса отражены в работах [48, 57].

Тесная пространственная ассоциация дунит-клинопироксенитовых массивов с близкоодновременными с ними интрузивами клинопироксенитов—монцогаббро-монцитонитов—сиенитов и определенные черты геохимического родства указывают на парагенетическую связь всех этих последовательно формировавшихся плутонических образований. Важно подчеркнуть и значительную петрогеохимическую близость (повышенные содержания К, Рb, Sr, Р и пониженные — Ti, Zr, Y, Nb) ряда разновидностей пород дунит-клинопироксенитовых массивов и ассоциирующих с ними интрузий мафитов с вулканитами вмещающих их толщ.

Минерагенетический потенциал интрузий комплекса определяется их принадлежностью к южной части пояса массивов платиноносной дунит-клинопироксенит-габбровой формации [48] и наличием пока немногочисленных находок платиноидов и пунктов минерализаций ЭПГ, непосредственно ассоциирующихся с дунит-клинопироксенитовыми массивами Срединно-Камчатского хребта [34, 79]. Существенно также, что с ортоклазовыми метасоматитами, завершающими формирование левоандриановского комплекса, связаны проявления специфической меднорудной минерализации с золотом и платиноидами.

Толбачикский плутонический комплекс клинопироксенит-габбро-монцитонитовый ($\sigma, \Sigma, v, v-v, v\xi, \xi-v, \xi K_2-P_1f$) объединяет распространенные в пределах Восточно-Камчатских хребтов дунит-клинопироксенит-монцогаббровые массивы концентрически-зонального строения, пластинообразные тела клинопироксенит-монцогаббро-монцитонитового состава размером от 3 до 12 км², а также более мелкие пластовые тела и дайки верлитов—пироксенитов, горнблендитов, шригсеймитов, монцогаббро, шонкинитов и сиенитов. Завершается формирование комплекса внедрением небольших штоков и жил монцитонитов и сиенитов. По особенностям строения интрузий и их составу толбачикский комплекс близок к левоандриановскому, отличается от него меньшими размерами массивов и относительно менее щелочным составом пород. Глубина становления интрузий толбачикского комплекса, а также величина их эрозионного среза невелика, о чем свидетельствует присутствие в эндоконтактах некоторых интрузивных тел ультрамафитов—пикритов, а в эндоконтактах монцогаббро и шонкинитов—трахибазальтов, показательно также присутствие в апикальных частях ряда интрузий останцов кровли.

Возраст комплекса определяется интрузивными соотношениями с верхнемиоценовыми—нижнепалеогеновыми образованиями хапицкого и попутновского вулканических комплексов. О возрастной близости интрузивных и вмещающих вулканических образований свидетельствует серия переходов от интрузивных пород ультрамафического и мафического состава в их эффузивные фации. Радиологический (К-Аг) возраст пород толбачикского комплекса варьирует в пределах 70—80 млн лет.

Петротипическим массивом комплекса является Толбачикский интрузив, расположенный в верховье р. Прав. Толбачик в хр. Тумрок. Он представляет собой крутопадающее тело площадью более 12 км², западная часть которого перекрыта четвертичными платобазальтами. Большая восточная периферическая часть этого массива сложена клинопироксен-амфиболовыми габбро повышенной щелочности, которые в западной, более глубоко эродированной части массива сменяются габбро, меланогаббро, а затем клинопироксенитами и верлитами с блоками дунитов, в которых присутствуют жилы пегматоидных диопсидитов. Характерно, что на фоне в общем постепенной смены меланократовых пород лейкократовыми постоянно наблюдаются ксенолиты и шпирсы меланократовых габброидов в монцогаббро. В северо-восточной части массива габброиды прорваны монцонитами, содержащими ксенолиты как габброидов и клинопироксенитов, так и вмещающих вулканитов, которые прорываются дайками пикритов.

Массивом существенно ультрамафитового состава является интрузив района горы Савульч в хр. Широкий. Он представляет собой крутопадающее тело (3 км²). Его восточная, более эродированная часть представлена дунитами, которые с запада обрамляются верлитами и клинопироксенитами. В незначительном количестве в составе массива присутствуют габброиды, как связанные постепенными взаимопереходами с клинопироксенитами, так и формирующими небольшие секущие тела, субсогласные с границей интрузива. Показательно присутствие в эндоконтактных частях этого массива наряду с клинопироксенитами и верлитами — пикритов.

Примером массива, сложенного преимущественно умереннощелочными габбро с блоками и ксенолитами клинопироксенитов, является интрузив р. Китильгина площадью около 3 км², расположенной в Валангинском хребте.

С массивами комплекса связаны геохимические аномалии ЭПГ и находки платиноидов в шлихах по рекам Осиповская—Китильгина.

Останцовский плутонический комплекс габбро-диоритовый ($v-\delta\lambda$, $K_2-P_1 o$). Малочисленные тела этого комплекса присутствуют в Валагинском хребте, где образуют дифференцированные массивы габбро, габбро-диоритов, диоритов, краевые части которых иногда представлены диорит-порфиритами. Последние образуют также рои даек, пространственно ассоциирующихся с массивами этого типа. Завершается формирование комплекса внедрением даек и жил аплитов. Характерна пространственная ассоциация останцовских габбро с ультрамафитами карагинского комплекса.

Петротипическим массивом останцовского комплекса является интрузив горы Останец в бассейне р. Прав. Шапина. Он представляет собой шток площадью около 10 км², в строении которого принимают участие преимущественно кварцсодержащие биотит-амфиболовые и амфиболовые разновидности габбро, габбро-диоритов и диоритов, связанных постепенными переходами и содержащих шпирсы амфиболовых пегматоидных габбро-диоритов. В подчиненном количестве распространены оливин-клинопироксеновые и клинопироксен-амфиболовые габбро, тяготеющие к центру массива. Все разновидности пород комплекса насыщены и перенасыщены кремнеземом и относятся к породам нормального ряда щелочности существенно натриевого типа. Возраст комплекса определяется интрузивными контактами с образованиями попутновского вулканического комплекса и ультрамафитами карагинского комплекса. Радиологические датировки (Rb-Sr) габбро-порфиритов останцовского массива соответствуют 80 млн лет.

ЭПОХА СРЕДНЕГО ЭОЦЕНА (ВЕРХНЯЯ ПОЛОВИНА ЛЮТЕТА)—ПЛИОЦЕНА

Асачинская зона [5]

МИОЦЕНОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Кусапакский плутонический комплекс кварцевых диоритов—кварцевых монцититов ($q\delta N_1 k$) представлен двумя массивами. Первый (Кусапакский) расположен в междуречье Карымчины и Лев. Карымчины в районе горы Кусапак. Второй — в верхнем течении р. Паратунка. Наиболее изучен Кусапакский массив площадью 30 км². Формирование его происходило в три этапа. В первую фазу внедрения были образованы простые тела кварцевых диоритов и диоритов, которые вскрыты в виде небольших по площади (до 1,5 км²) останцов или крупных ксенолитов. Отличительной особенностью пород является их меланократовый облик.

Основную часть интрузии слагают монцодиориты, кварцевые монцититы, кварцевые диориты и кварцевые сиениты, внедрившиеся во вторую фазу.

Породы третьей фазы — гранит-порфиры, субщелочные гранит-порфиры — слагают мелкие (до 0,3—0,6 км²) штокообразные тела и дайки.

Радиологический возраст (K-Ar) кварцевых диоритов 13,5 и 22 млн лет [310]. Породы кусапакского комплекса прорывают олигоценовую жировскую и олигоцен-миоценовую мутновскую толщи, трансгрессивно перекрываются вулканитами плиоценового голыгинского комплекса. Предполагается также прилегание к Кусапакскому массиву средне-, верхнемиоценовых вулканитов южнобыстринского и карымшинского комплексов. Учитывая эти данные, возраст кусапакского комплекса принимается раннемиоценовым.

Ахомтенский плутонический комплекс диорит-гранодиоритовый объединяет шесть интрузивных массивов, сформировавшихся в две фазы. Петротипическим принят Ахомтенский массив.

Первая фаза ($\delta, \delta-vN_1 a_1$) представлена телами преимущественно диоритов с взаимопереходами от кварцевых диоритов до габбро, располагающимися по периферии массива. Контакты с вмещающими породами прибрежного вулканического комплекса как четкие, ровные, так и нечеткие постепенные. В эндоконтактах породы приобретают мелкокристаллические структуры и содержат ксенолиты вмещающих пород. В экзоконтактах мощность зоны ороговикования достигает 300 м. Контактново-измененные породы состоят из актинолита, кварца, кислого плагиоклаза, биотита и магнетита. Диориты сложены зональным плагиоклазом, роговой обманкой и моноклинным пироксеном (до 30 %), в небольшом количестве присутствует кварц. Аксессуары представлены титаномagnetитом, сфеном, иногда цирконом. В кварцевых диоритах повышено содержание кварца (до 20 %) и присутствует калишпат (до 10 %). Габбродиориты и габбро состоят из плагиоклаза (лабрадора), моноклинного пироксена и магнетита, редко присутствует оливин.

Сходное строение имеют отдельные массивы (левобережье нижнего течения р. Авача, междуречье Лев. Быстрая—Паратунка, верховье р. Вилюч, левобережье р. Лев. Ходутка).

Вторая фаза ($\gamma\delta N_1 a_2$) комплекса в Ахомтенском массиве представлена рядом гранитоидных пород. В первый этап формировались граниты и гранодиори-

ты, во второй — мелкие тела аляскитов и аляскитовых гранитов, а также жилы аплитов. Завершается становление массива слабо проявленным пегматитовым прожилкованием. С образованиями первой фазы массива и породами прибрежного вулканического комплекса отмечены контакты двух типов. В одних случаях он резкий вертикальный с ороговикованием вмещающих пород и наличием в них мелких апофиз гранитоидов. В других — контакт представляет собой зоны, насыщенные обломками ороговикованных диоритов, при этом количество гранитоидного материала не превышает 15 %. Между собой граниты и гранодиориты связаны взаимопереходами. Они повсеместно содержат обломки пород первой фазы.

Среди гранитов—гранодиоритов выделяются биотитовые и биотит-роговообманковые разновидности. Аляскиты — лейкократовые породы слагают изометричные участки внутри поля гранитов—гранодиоритов и имеют с ними контакты типа постепенного перехода. Аплиты и пегматиты образуют жильную фацию массива. Помимо них в жилах и прожилках встречаются магнетитовые, магнетит-графитовые, турмалиновые, андрадит-магнетитовые обособления.

Возраст Ахонтенского массива принят среднемиоценовым на основании $^{16}\text{Rb}/\text{Sr}$ определений, образующих изохрону — $12,1 \pm 0,6$ млн лет [126]. Кроме того, имеется одно K-Ar определение возраста аплита $11,0 \pm 0,4$ млн лет [18].

Плотниковский комплекс монцодиорит-гранодиоритовый ($\gamma\delta, \mu-\gamma\delta N_{1,p}$) объединяет группу плутонических интрузивных массивов, распространенных в бассейне верхнего течения р. Плотникова. Все они однофазные, в разной степени дифференцированные. В общем составе массивов комплекса резко преобладают гранодиориты, несколько меньше монцодиоритов, подчиненное положение занимают (в порядке убывания) диориты, кварцевые диорит-порфириты, кварцевые диориты, гранодиорит-порфиры и диорит-порфириты, незначительную часть общего объема тел комплекса слагают кварцевые монцониты и граниты. Площади выходов интрузий на дневную поверхность составляют $0,1-8$ км². Наиболее крупными массивами являются Зеркальце Начикинское, Тахколочский, Гореловский, Корякский. Форма интрузивных тел в плане овальная, удлинённая, изометричная, часто неправильная.

Породы комплекса прорывают образования ганальской метаморфической серии, верхнемеловой ирунейской и мел-палеоценовой кирганикской свит, миоценовой попутновской толщи и миоценового южнобыстринского вулканогенного комплекса. Контакты интрузий с вмещающими породами резкие, крутопадающие, редко пологие.

Интрузивный массив Зеркальце Начикинское — наиболее крупный (8 км²). Он прорывает и ороговиковывает породы кирганикской свиты. В районе вершины одноименной горы вскрывается апикальная часть интрузии с останцами вмещающих пород. Глубина эрозионного вреза не превышает 300 м. Слагают интрузию преимущественно гранодиориты, в меньшей степени кварцевые диориты, к эндоконтакту постепенно сменяющиеся кварцевыми диорит-порфиритами. В южной части встречаются граниты. Экзоконтактовые изменения выражены развитием ореола роговиков и ороговикованных пород, ширина которого в зависимости от положения контактовой поверхности варьирует от 20–30 до 300 м. Среди роговиков выделяются биотит-кварцевые, кварц-серицитовые, кварц-двуслюдяные разновидности.

Для Тахколочского интрузивного массива (5 км²), имеющего наиболее сложный состав, характерно широкое развитие монцодиоритов, кварцевых монцони-

тов и гранодиоритов, наряду с которыми встречаются диориты, диорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры, имеющие постепенные переходы.

В целом фациальные переходы как постепенные, так и достаточно резкие. В последнем случае фациальные соотношения напоминают фазовые с присутствием ксенолитов. Пространственно и генетически с интрузиями связаны немногочисленные дайки того же состава, мощностью от 1–2 до 10–15 м, протяженностью до 50 м. Состоят породы комплекса из плагиоклазов, калишпата, пироксенов, кварца, роговой обманки, биотита.

К экзоконтактам интрузивных тел часто приурочены зоны окварцевания, аргиллизации, пиритизации.

Возраст комплекса принят позднемиоценовым, т. к. самыми молодыми вмещающими породами являются среднемиоценовые (попереченская толща, южно-быстринский комплекс). Радиологический возраст монцодиоритов (К-Аг) составляет 9 млн лет [310].

Центрально-Камчатская зона [7]

МИОЦЕНОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Лавкинский плутонический комплекс гранодиоритовый (δ , $\delta\lambda$, $\gamma\delta$, $\gamma-\delta$, $\gamma\delta-vN_1$) представлен преимущественно интрузиями сложного состава: гранодиоритов–габбро, а также интрузиями гранодиоритов, реже диоритов, кварцевых диоритов, диорит-порфиритов диорит-гранодиоритовой формации. Широко развиты интрузии комплекса в пределах Хангарского гнейсо-гранитового купола. Установлены интрузии комплекса также в междуречье Облуковина–Ича и в долинах рек Лев. и Прав. Кирганик, на водоразделе Сред. Воровская–Прав. Коль. Характерно, что в Срединном метаморфическом выступе преобладают гранодиоритовые интрузии. Интрузии прочих составов распространены по обрамлению этой структуры.

Наиболее крупными массивами являются Лавкинский, Кирганикский, Озерновский, Касангский.

Петротипическим для комплекса является Лавкинский массив (около 60 км²), расположенный в истоках рек Платонич, Крутогорова и Квахона. Массив прорывает породы колпаковской, камчатской серий, андриановского, крутогоровского интрузивных комплексов. Он представляет собой шток, имеющий в плане неправильную форму с извилистыми линиями границ, с глубиной эрозионного вреза до 700 м. Плоскости контактов довольно крутые (40–50°) с падением их от центра интрузии. Контакты с вмещающими породами резкие с роговиками, с многочисленными ксенолитами, часто осложнены тектоническими нарушениями. На правом борту долины р. Квахона в контакте с габброидами в плагиогнейсах колпаковской серии отмечается формирование ореола высокотемпературных контактово-реакционных образований шириной до 150 м, по составу близких к гранулитам. Лавкинская интрузия полифациальная. Гранодиориты тяготеют к центральной части, кварцевые диориты, диориты, габбро – к краевым частям массива.

Кирганикский массив (около 50 км²) обнажается в истоках р. Лев. Кирганик и на междуречье Лев. Кирганика и Ичи. Массив является штоком, имеющим в плане извилистую форму границы, с апофизами во вмещающие породы. Плоскости

контактов от крутых западных до пологих северных и восточных. Кирганикский массив сложен диорит-порфиритами, переходящими иногда в диориты и кварцевые диориты. Вмещающие породы ирунейской, кирганикской свит и кимитинского комплекса ороговикованы на ширину от нескольких сантиметров до 50 м.

Озерновский массив (32 км²) представляет собой шток, вытянутый в меридиональном направлении в истоках р. Прав. Кирганик, на водоразделе его с р. Богдановская. Массив представлен гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами. Преобладают гранодиориты. Вмещающими являются породы ирунейской и кирганикской свит, кимитинского комплекса. Контакт массива имеет сложную конфигурацию с многочисленными апофизами. Плоскости контактов крутые с падением в сторону вмещающих пород. Зоны ороговикования достигают нескольких сот метров. Эндоконтактные изменения проявляются в уменьшении зернистости, увеличении количества темноцветных минералов, уменьшении количества калиевого полевого шпата и кварца. Нередко появляется пирит до 5–10 %.

Касангский массив (35 км²) на водоразделе рек Сред. Воровская и Прав. Коль представлен изометричным в плане штоком, сложенным преимущественно гранодиоритами и гранитами, иногда переходящими в кварцевые диориты и монцодиориты. Плоскости контактов массива наклонены в сторону вмещающих пород под углами 45–75°. Вмещающие массив песчано-сланцевые отложения хозгонской свиты ороговикованы на ширину 250–500 м.

В магнитном поле массивы комплекса отражаются положительными аномалиями интенсивностью 500–1000 нТл.

Граниты, гранодиориты, кварцевые диориты и диориты характеризуются преимущественно гипидиоморфнозернистой структурой. Граниты состоят (%) из олигоклаз-андезина (20–35), калиевого полевого шпата (25–40), кварца (30–35), биотита (5–15), роговой обманки (0–8). В гранодиоритах (%): плагиоклаз – 40–60; кварц – 20–25; калиевый полевой шпат – 15–20; биотит – около 5, роговая обманка – 2–15. Гранодиорит-порфиры отличаются наличием порфировидных структур. В кварцевых диоритах количество кварца возрастает до 10 %. В габбро темноцветные минералы составляют 30–40 % объема породы, плагиоклаз – 60–70 %. В единичных случаях встречаются габбронориты. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, пелитом, эпидотом, пренитом, лейкоксеном. Акцессорные минералы – апатит, сфен, магнетит, ортит, циркон.

Образования лавкинского комплекса представлены породами нормального петрохимического ряда с натриевым, реже калиево-натриевым типом щелочности, с высокой и весьма высокой глиноземистостью.

Все интрузии сопровождаются многочисленными дайками гранодиоритов, гранодиорит-порфиров, диоритов, диорит-порфиров, андезитов. Мощности даек 1–7 м, реже до 15 м, протяженность от первых десятков метров до 3 км.

С интрузиями и дайками комплекса связаны зоны окварцованных, пиритизированных пород, вторичных кварцитов, кварцевые жилы с медной, молибденовой, золотой, серебряной минерализацией.

Средняя плотность пород комплекса (г/см³): гранодиоритов – 2,63; диоритов – 2,67; габбро – 2,75.

Интрузивные образования лавкинского комплекса прорывают все домиоценовые образования, характеризуются К-Аг определениями – 15, 18, 19, 21 млн лет [395], что свидетельствует о миоценовом возрасте их становления.

ЭОЦЕНОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Эоценовые интрузии Тюшевской зоны представлены интрузиями юрчикского и исхаладычского плутонических комплексов.

Юрчикский плутонический комплекс габброноритовый (vP_2 *jur*) занимает большую площадь в Ганальском блоке метаморфических пород. Интрузии комплекса относятся к габброноритовой формации и представлены габброноритами, норитами, габбро, пироксенитами. В подчиненном количестве встречаются кортландиты, лерцолиты, верлиты, горнблендиты, габбро-пегматиты, диориты, кварцевые диориты.

Петротипическим массивом является Юрчикский. Он расположен в истоках рек Прав. Авача и Прав. Вахталка, занимая гору Юрчик и ее отроги. Приурочен к ядру купольной структуры, имеет овальную форму, вытянут в северо-западном направлении. Площадь его на дневной поверхности около 65 км². В магнитном поле Юрчикскому массиву отвечает интенсивная положительная аномалия с контурами, соответствующими границам массива. В гравитационном поле массив выражается обширным локальным максимумом.

В составе Юрчикского массива резко преобладают габбро и габбронориты. Ими сложена центральная часть массива, а на периферии габброиды иногда сменяются постепенно диоритами, кварцевыми диоритами. Пироксениты, кортландиты, лерцолиты, верлиты в виде единичных небольших (0,1–0,5 км²) тел встречаются в габброидах массива. Они имеют интрузивные контакты, содержат ксенолиты габбро. Дайки габбро-пегматитов приурочены, как правило, к экзо- и эндоконтактам массива, но встречаются и в его центральных частях.

Вмещающими для интрузий комплекса являются образования ганальской и стеновой серий. Плоскости контактов имеют крутые (до 70–80°) углы падения, обычно к центру массива. Контакты, как правило, четкие прямолинейные, реже извилистые, с апофизами во вмещающие породы. В эндоконтакте на ширину до 350 м встречаются ксенолиты вмещающих пород. Габброиды в эндоконтакте часто гнейсовидные и полосчатые. Ориентировка последних, как правило, совпадает со сланцеватостью вмещающих пород и ориентировкой плоскости контакта. Габброиды в эндоконтакте иногда становятся мелкозернистыми. Вмещающие породы стеновой и ганальской серии ороговикованы. При этом, в породах ганальской серии образуются минеральные ассоциации, участками близкие к гранулитовым.

При тектонических контактах наблюдаются зоны дробления, разгнейсовка габброидов.

Кроме Юрчикского массива, юрчикский комплекс представлен также рядом мелких субпластовых интрузий и тектонических блоков габбро, габброноритов.

Специфической чертой юрчикского комплекса является наличие в его породах бластических структур и повсеместно проявленной амфиболизации.

Массивные габбро, габбронориты, нориты – породы средне-, крупнозернистые, чаще равномернозернистые с габбровой, офитовой, пойкилоофитовой структурами. Они состоят (%) из лабрадора (60–70), клинопироксена (5–40), ортопи-

роксена (5–40). Нориты отличаются преобладанием ортопироксена над клинопироксеном. Вторичные минералы (до 25 %) представлены роговой обманкой, серицитом, биотитом.

Гнейсовидные габброиды – порфиroidные, гнейсовидные, пунктирно-полосчатые, линзовато-очковые породы. Структура у них бластопорфирная, гранобластовая, реликтовая габбровая, катакластическая. Минеральный состав: плагиоклаз (лабрадор–андезин) (50–60 %), пироксены (30–40 %). По пироксенам развивается роговая обманка, до полного замещения. Бластопорфирные выделения представлены плагиоклазом и пироксеном, погруженными в мелкозернистый кварц-полевошпатовый бластоагрегат. Габброамфиболиты сложены битовнитом (около 70 %), гастингситом и мелкими ксеноморфными зернами магнетита. Встречаются пегматоидные габброамфиболиты, в которых кристаллы плагиоклаза и гастингсита достигают 30–50 мм. Габбро в дайках характеризуется мелкозернистой структурой. Габбро-пегматиты имеют пегматоидную структуру с размером кристаллов роговой обманки до 15 см в длину. Акцессорные минералы габброидов – апатит, сфен, лейкоксен.

Пироксениты – крупнозернистые массивные породы, состоящие из клинопироксена (до 80–90 %) и плагиоклаза (до 10 %). Клинопироксен замещается, иногда полностью, амфиболом. Горнблендиты состоят из роговой обманки (около 90 %) и плагиоклаза (до 10 %). Иногда встречаются пироксенсодержащие горнблендиты.

Лерцолиты – пятнистые неравномернозернистые породы, состоящие (%) из оливина (20–50), гиперстена (20–25), клинопироксена (20–50), роговой обманки (5–7), биотита (2–3), рудного минерала (3–4). Характерно наличие крупных (до 5–7 см) порфиroidных выделений гиперстена с пойкилитовыми включениями оливина и клинопироксена. Кортландиты отличаются от лерцолитов более высоким содержанием роговой обманки (40–50 %).

Диориты, кварцевые диориты имеют гипидиоморфную, призматическизернистую структуры и состоят (%) из андезина – 60–70, клинопироксена – 15–20, кварца – 8–12.

Породы юрчического комплекса относятся к нормальному петрохимическому ряду, натриевому и очень редко к калиево-натриевому типам щелочности.

Плотность габбро 2,86 (2,68–3,05) г/см³.

Породы комплекса прорывают среднепалеозойские образования ганальской и раннемеловой стеновой серий. Полученные радиоизотопные датировки пород Юрчического массива противоречивы. К-Ar датировки их пород варьируют от 93 до 314 млн лет [22]. U-Pb возраст цирконов из габброноритов не превышает 100 млн лет. Имеются Ar-Ar датировки для габбро – 35,4 млн лет по роговой обманке и для диоритов – 42 млн лет по плагиоклазу [86]. В последнее время для габброноритов получена Sm-Nd изохрона, соответствующая возрасту 27 ± 24 млн лет [49]. Учитывая близость Ar-Ar и Sm-Nd датировок, возраст юрчического комплекса принимается эоценовым.

Исхаладычский плутонический комплекс плагиогранитовый ($\rho\gamma, \gamma\delta P_2 i$) представлен рядом интрузий бассейнов рек Стеновая, Прав. Авача, правых притоков р. Быстрая. Состав интрузий: плагиограниты, гранодиориты, редко кварцевые диориты. Интрузии монопородные, лишь кварцевые диориты иногда встречаются в интрузиях гранодиоритов. Границы между породами в этих случаях фациальные.

Интрузии комплекса приурочены к разноориентированным разломам, обрамляя Юрчикскую интрузию габброидов в Ганальском блоке. Формы интрузивных тел пластообразные, линзовидные с пологими, чаще тектоническими контактами. В результате динамометаморфических преобразований породы комплекса превращены в бластомилониты, бластокатаклазиты, лишь в центральных частях тел встречаются порфириовидные и массивные разности. Вмещающими образованиями являются породы ганальской и стеновой серий и габброиды юрчикского комплекса. В интрузии содержатся многочисленные ксенолиты вмещающих пород, в том числе габброидов. Конформность пластовых тел комплекса структуре вмещающих образований и крупным разломам, протокластовые структуры указывают, что интрузии синкинематические.

Плагииграниты, гранодиориты, кварцевые диориты, как правило, бластокатаклазированные и бластомилонитизированные имеют реликтовые призматическзернистую и гипидиоморфнозернистую, а также лепидогранобластовую структуры, сланцеватую, линзовидно-полосчатую, неоднородную текстуры. Основные минералы – альбитизированный плагиоклаз и кварц катаклазированы и гранулированы. По ним развиваются эпидот, хлорит, мусковит. Отмечаются также разности с бластопорфириовой структурой. Цветные минералы (до 25 %) замещены хлоритом, эпидотом, биотитом и бесцветным амфиболом. Гидротермальные и метасоматические изменения в породах исхаладычского комплекса связаны с тектоническими нарушениями и представлены зонами окварцевания, пиритизации, вторичными кварцитами, аргиллизитами.

Породы исхаладычского комплекса относятся к нормальному петрохимическому ряду, натриевому типу щелочности.

К-Аг и Аг-Аг определения возраста плагиигранитов – соответственно 60 и 65 млн лет противоречат геологическим данным, так как интрузии исхаладычского комплекса прорывают не только раннемеловые образования стеновой серии, но и эоценовые – юрчикского комплекса, а сами рвутся миоценовыми интрузиями стеновореченского комплекса. По данным, полученным в ЦИИ ВСЕГЕИ, плагииграниты исхаладычского комплекса имеют модельный возраст $T_{DM} = 14–89$ млн лет. Учитывая эти данные, исхаладычский комплекс принимается с определенной долей условности эоценовым.

МИОЦЕНОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Стеновореченский плутонический комплекс гранодиорит-диоритовый ($\gamma\delta$, $\delta N_{1,s}$) представлен интрузиями междуречья Стеновая–Прав. Авача–Быстрая. Состав интрузий: гранодиоры, диориты, в небольших количествах встречаются также кварцевые диориты и плагииграниты. Все разности связаны взаимопереходами. По форме интрузии – штоки, субпластовые тела. Наиболее крупная Ганальская интрузия, являющаяся петротипом для комплекса, имеет площадь выхода на дневную поверхность около 40 км² и представляет собой пластину, вытянутую на 15 км в северо-западном направлении преимущественно по левому борту долины р. Быстрая. Падение пластины юго-западное под углом 50–70°.

Вмещающими для интрузивных тел комплекса являются верхнемеловые образования киргуропской толщи, верхнемеловые–палеоценовые – тальниковской

свиты. Контакты с ними как крутопадающие, так и субсогласные со слоистостью и сланцеватостью. Экзоконтактовые изменения выражаются в образовании зон роговиков шириной до 150 м при вертикальных контактах. При пологих контактах ширина зон роговиков имеет более значительные параметры. Роговики разнообразны, преимущественно амфибол-плагиоклаз-кварцевого и биотит-альбит-кварцевого состава.

Породы комплекса – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты характеризуются преимущественно гипидиоморфнозернистой, реже гранитовой структурами, массивной текстурой. Основные породообразующие минералы (%): плагиоклаз (30–85), кварц (1–50), клинопироксен (0–25), калиевый полевой шпат (0–25), роговая обманка (5–30), биотит (0–15). Акцессорные минералы – апатит, сфен, циркон. Вторичные минералы представлены хлоритом, альбитом, серицитом.

Породы комплекса относятся к нормальному петрохимическому ряду, при этом гранодиориты и плагиограниты имеют натриевый, диориты и кварцевые диориты – калиево-натриевый, реже натриевый типы щелочности.

С породами комплекса связаны зоны аргиллизации, пиритизации, окварцевания.

Возраст стеновореченского комплекса принят миоценовым на основании того, что самыми молодыми образованиями, которые прорываются его интрузиями, являются миоценовые вулканы южнобыстринского комплекса [190].

ПЛИОЦЕНОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Быстринский плутонический комплекс диоритовый ($q\delta$, $\delta\pi$, $\delta\pi-v$, $\gamma\delta-\delta\pi N_2b$) распространен в хребтах Кумроч, Тумрок и в южной части Валагинского хребта. Наиболее распространенными породами в комплексе являются диоритовые порфириды, порфиридовидные диориты, диориты и их кварцсодержащие и кварцевые разновидности. Строение массивов зачастую сложное. Например, в интрузии, расположенной в хр. Кумроч (верховье р. Быстрая), от краевых частей к центральным диоритовые порфириды сменяются порфиридовыми, порфиридовидными и равнозернистыми диоритами, кварцевыми и кварцсодержащими разновидностями, габбродиоритами и, наконец, лейкократовыми габброноритами, встречающимися лишь в наиболее глубоких эрозионных врезках.

Интрузивные тела, расположенные в верховье р. Сред. Авача, имеют более кислый состав. Здесь происходит смена пород от гранодиоритов к кварцевым диоритам, диоритам и диоритовым порфиридам. Краевые зоны массивов нередко имеют облик эффузивных пород, а иногда сложены автомагматическими брекчиями. Вмещающими породами являются в основном покровные образования тумрокского вулканического комплекса, реже мел-палеогеновые, вулканогенные и терригенные образования. В экзоконтакте породы ороговикованы на ширину первых десятков сантиметров. Контакты с вмещающими породами от пологих до субвертикальных и вертикальных. С интрузивными телами в зонах разломов и на экзоконтактовых участках с сохранившейся кровлей ассоциируют гидротермально измененные породы и рудоносные метасоматические жилы с сульфидной минерализацией, несущей золото-серебряное оруденение. Выделяются интрузии дио-

ритов, кварцевых диоритов (qδ), диоритовых порфиритов (δπ) сложного состава: диорит-порфириты, диориты, габбронориты, габбро (δπ-ν); гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, диорит-порфириты (γδπ-δπ).

Диорит-порфириты и кварцевые диорит-порфириты: структура порфировая, структура основной массы микропризматическизернистая. Вкрапленники (40–60 %): лабрадор (30–40 %), ортопироксен и клинопироксен (10–15 %), роговая обманка (0–5 %). Основная масса сложена (%) плагиоклазом (до 37), кварцем (до 8), темноцветными минералами (до 5), рудным минералом (до 5). Аксессуары – апатит, сфен. Диориты – мелко-среднезернистые породы с массивной и полосчатой текстурой. Состав (%): лабрадор с каймой андезина, иногда с анортитовым ядром (62–80), ортопироксен и клинопироксен (10–30), роговая обманка (0–20), биотит (0–3), кварц (до 5), калиевый полевой шпат (0–2), рудный минерал (до 3 %).

Аксессуары – апатит, сфен, титаномагнетит. Кварцевые диориты отличаются присутствием кварца и калиевого полевого шпата. Габбронориты – массивные средне-, крупнозернистые породы. Состав (%): битовнит, лабрадор (70–75), ортопироксен и клинопироксен (25), биотит (<1), кварц (<1), рудный минерал (2–3), апатит. Автоматоматические изменения в перечисленных породах выражены в амфиболизации пироксенов, иногда в серпентинизации ромбического пироксена. Поздние гидротермальные изменения представлены средне-, низкотемпературной минеральной ассоциацией: хлорит, актинолит, редко эпидот, цеолит, железистый монтмориллонит, гидрослюда, карбонат, сульфиды.

По химическому составу породы комплекса нормального ряда, натриевого (очень редко калиево-натриевого) типа щелочности, высоко- и весьма высокоглиноземистые.

Маломощные (от первых до 20 см) ветвящиеся жилообразные дайки аплитов, плагиогранит-порфиров и порфировидных гранодиоритов внедрились в заключительную стадию формирования быстринского комплекса. По составу породы очень близки к порфировидным разновидностям диоритов эндоконтактных фаций интрузии [403].

Радиологический возраст аплитов интрузии верховий р. Быстрая (хр. Кумроч) 4 ± 2 млн лет, возраст интрузий верховий Сред. Авачи 4,5 млн лет.

Приокеанская зона [9]

ОЛИГОЦЕНОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Шипунский плутонический комплекс габбро-гранодиоритовый представлен одноименным массивом, занимающим большую часть Шипунского полуострова. По геофизическим данным, форма массива приближается к лакколиту [306]. Вмещающими породами служат образования эоценовой кубовской свиты. Контакты с последней относительно пологие, часто сопровождаются многочисленными апофизами. Формирование комплекса происходило в две фазы и завершилось внедрением жильных образований.

В первую фазу ($vP_3\delta_1$) происходило внедрение пород габброидного ряда, которые вскрываются в краевых частях массива. В эндоконтакте габброиды приобретают порфиroidные структуры, амфиболлизированы. На отдельных участках проявляются полосчатые текстуры. Нередко у контакта габброиды содержат ксенолиты ороговикованных вмещающих пород. В строении экзоконтактового ореола выделены две зоны. Роговики внутренней зоны состоят из плагиоклаза, амфибола, биотита, кварца, рудного минерала. Непосредственно у контакта и в ксенолитах роговики характеризуются двупироксен-плагиоклазовыми минеральными ассоциациями. Минеральный состав роговиков внешней зоны позволяет отнести их к альбит-эпидот-роговиковой фации контактового метаморфизма.

Интрузивные образования первой фазы представлены роговообманково-пироксеновыми, двупироксеновыми, двупироксен-оливиновыми габбро и габбро-норитами, реже лейкогаббро, в краевых зонах массива отмечены диориты.

На отдельных участках отмечаются элементы первичной полосчатости, выраженные чередованием лейкократовых и меланократовых обособлений мощностью до 20 см. Наблюдаются также линзовидные и жилообразные пегматоидные и мономинеральные (пироксеновые или роговообманковые) обособления. К последним приурочена обильная сульфидно-магнетитовая, магнетитовая минерализация.

Вторая фаза ($q\delta P_3\delta_2$) представлена кварцевыми диоритами, диоритами, гранодиоритами. Вмещающими породами служат образования кубовской свиты и габброиды первой фазы. С кубовской свитой контакты резкие, четкие. В эндоконтакте наблюдаются порфиroidные породы, по составу соответствующие тоналаитам. Мощность эндоконтактовых преобразований достигает первых десятков метров. В экзоконтакте так же, как и на контакте с габброидами, выделяются внутренняя и внешняя зоны.

Габброиды первой фазы комплекса на контакте с кварцевыми диоритами превращены в роговики, соответствующие роговообманково-роговиковой фации контактового метаморфизма. В эндоконтакте кварцевые диориты насыщены ксенолитами ороговикованных габброидов.

Среди пород второй фазы преобладают кварцевые гранодиориты и, в незначительном — плагиограниты. Гранодиориты приурочены к более высоким гипсометрическим уровням. Элементы вертикальной зональности выражены также в постепенной смене снизу вверх роговообманковых кварцевых диоритов биотит-роговообманковыми.

Жильные образования, завершающие формирование комплекса, представлены аплитами и лампрофирами.

Олигоценый возраст шипунского комплекса принимается исходя из того, что рассмотренные образования прорывают эоценовые вулканы кубовского вулканического комплекса, а гальки габброидов и кварцевых диоритов установлены в конгломератах тышевской свиты верхнеолигоцен-позднемиоценового возраста.

МИОЦЕНОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Бечевинский плутонический комплекс диорит-порфиroidный ($\delta n N_1 b c$) пространственно сопряжен с Шипунским массивом. Наиболее крупная, сложнопостроенная система интрузивных тел общей площадью 20 км² расположена северо-западнее бухты Бечевинская в поле развития покровной фации кубовского вулканического

кого комплекса. Первичная форма отдельных тел значительно осложнена блоковыми дислокациями и многочисленными нарушениями надвигового типа. В поле развития кварцевых диоритов Шипунского массива также установлены тела (до 2 км в поперечнике) рассматриваемого комплекса. К нему же отнесены многочисленные дайки, приуроченные к зонам разрывных нарушений. Интрузивные тела и дайки сложены преимущественно роговообманковыми, пироксен-роговообманковыми диорит-порфиритами, реже андезитами. Приконтактные изменения проявлены незначительно и выражены маломощными (первые сантиметры) зонами закалки. С образованиями комплекса связаны масштабные проявления гидротермальной деятельности. Миоценовый возраст комплекса принят на основании того, что он прорывает олигоценый интрузивный комплекс и перекрывается среднемиоценовыми отложениями корниловской свиты.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Метаморфические образования развиты в Колпаковской и Ганальской зонах. Они выделяются в составе трех метаморфических серий – двух в Колпаковской зоне и одной в Ганальской.

Колпаковская зона

Колпаковская метаморфическая серия развита в Хангарском, Колпаковском, Лунтосском и Пымтинском гранито-гнейсовых куполах. По вещественному составу серия делится на две метаформации – слюдяных и амфиболовых плагиогнейсов.

Метаформация слюдяных плагиогнейсов ($gPR_2(^M K_1)Kl$) имеет большее распространение в гранито-гнейсовых куполах, чем метаформация амфиболовых плагиогнейсов. При этом, если в Пымтинском и Лунтосском куполах образования метаформации слагают их центральные части, то в Хангарском они обрамляют его гнейсогранитовую ядерную часть. Образования метаформации распространены к югу от верхнего течения р. Колпакова до верховьев р. Лев. Кихчик, включая бассейны верховьев рек Сред. и Прав. Воровская, Лев. Лунтос, Прав. и Лев. Коль, Сунтунк и Дукук. Это тектонические блоки разных размеров, пронизанные многочисленными разновозрастными интрузивными телами. Сложены блоки в разной степени мигматизированными биотитовыми, гранат-биотитовыми, двуслюдяными, гранат-кианит-биотитовыми, гранат-кианит-силлиманит-двуслюдяными плагиогнейсами, мигматитами, редко амфиболитами. Последние образуют линзы и пласты мощностью 5–50 м, в различной степени будинированные. Они, как правило, ориентированы согласно гнейсовидности и полосчатости плагиогнейсов, но иногда ориентировка их не совпадает с этими элементами. Максимальной мощности пласт амфиболитов наблюдался на водоразделе Немтика и Пымты. Он прослеживается на 13,5 км, меняясь по мощности от первых метров до 180 м.

Мощность образований метаформации слюдяных плагиогнейсов около 2000 м.

Характерным для метаформации является средняя, крупная зернистость пород и их мигматизация, обусловленная процессами гранитизации, интенсивность которых уменьшается с удалением от массивов гнейсированных гранитоидов. В зонах мигматизации породы обладают резкой изменчивостью состава, текстур и структур, часто брекчированы, по составу иногда приближаются к плагиогранито-гнейсам, гранодиорито-гнейсам. Наиболее распространены тела плагиогранито-гнейсов и гранодиорито-гнейсов в бассейне верховьев р. Прав. Воровская. Они здесь залегают среди мигматизированных плагиогнейсов в виде достаточно обо-

собленных тел или входят в качестве гранитоидной составляющей в грубослоистые и теневые мигматиты. Внутренняя структура этих тел всегда согласна со структурными особенностями вмещающих пород. Плаггиогнейсы и мигматиты везде насыщены линзами, жилами и обособлениями лейкократовых, биотитовых, двуслюдяных и гранат-двуслюдяных гранитов и плаггиогранитов. Мощности этих тел до 1–2 м. Кроме лейкократового жильного материала в плаггиогнейсах и мигматитах наблюдаются многочисленные тела биотитовых гранодиоритов и плаггиогранитов кольского комплекса позднего мела.

Образования, подстилающие метаформацию слюдяных плаггиогнейсов, неизвестны. С перекрывающими образованиями камчатской метаморфической серии наблюдались границы разных типов. Микрогнейсы камчатской серии в пограничной зоне с плаггиогнейсами присутствуют среди них в подчиненном количестве, а затем уже образуют самостоятельную толщу. Но, однако, нет уверенности, что это первичный характер соотношений между исходными образованиями. С образованиями метаформации высокоглиноземистых кристаллосланцев камчатской серии контакты тектонические с развитием диафторитов, бластокатаклазитов, милонитов, тектонических глин по плаггиогнейсам и кристаллосланцам.

Метаформация амфиболовых плаггиогнейсов ($agPR_2(^{M}K_1)kl$) представлена амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, гранат-силлиманит-биотитовыми, гранат-кианит-биотитовыми мигматизированными плаггиогнейсами, амфиболитами, мигматитами, редко кварцитами. Эти породы обнажаются в верховьях рек Андриановка, Колпакова полосой субмеридионального простирания шириной около 6 км, протяженностью около 50 км. Роль амфиболитов, количество их в составе метаформации на разных участках различны. Большой насыщенностью амфиболитами характеризуется бассейн р. Прав. Колпакова [393], где наблюдались теневые мигматиты с многочисленными будинами амфиболитов размером от 0,2 до 5 м, составляющих 15–25 % объема пород.

Мощность образований метаформации около 700 м.

С образованиями метаформации слюдяных плаггиогнейсов, а также породами камчатской метаморфической серии контакты тектонические.

В целом для колпаковской серии характерны нижеперечисленные разновидности пород.

Слюдяные плаггиогнейсы – в разной степени мигматизированные, средне-, крупнозернистые, реже мелкозернистые породы с лепидогранобластовой, иногда пойкилобластовой структурами с параллельно-сланцеватыми, полосчатыми, плейчатými, очковыми, свилевыми, иногда с близкими к массивным текстурами. В них постоянно присутствуют (%) плаггиоклаз (олигоклаз) – 20–65, кварц – 25–50, биотит – 5–30, а также гранат (до 10), мусковит (до 10), образовавшийся часто за счет замещения биотита при мигматизации, силлиманит (до 10), кианит (до 7), иногда калиевый полевой шпат (до 5). Аксессуарные минералы – апатит, сфен, циркон, монацит, турмалин, рутил, графит.

Мигматиты – породы с брекчиевидными, полосчатыми, линзовидно-полосчатыми, плейчатými, очковыми, тeneвыми, птгматитовыми текстурами; лепидо-, гетеро-, гранобластовыми структурами. Иногда по облику аплитовидные, пегматоидные. Мигматиты являются грубополосчатыми породами с неравномерным распределением темноцветных минералов, которые сосредоточены в основном в меланосоме, имеющей гранат-биотит-андезин-кварцевый состав и образующей

линзочки, ленты и прослои среди лейкосомы. Лейкосома представлена средне- и мелкозернистым биотит-кордиеритовым и силлиманит-биотит-кордиеритовым материалом. Нередко лейкократовая часть мигматитов в центральной части содержит линзы и обособления крупнозернистых пегматитов. В мигматитах четко видно замещение исходного гранат-биотитового (реже с кианитом, ставролитом) парагенезиса плагиогнейсов на силлиманит-биотит-кордиеритовую (иногда с ортоклазом) ассоциацию. Гранат плагиогнейсов замещается кордиеритом и биотитом. Биотит плагиогнейсов при мигматизации перекристаллизовывается и замещается кордиеритом и силлиманитом. Поэтому конечной минеральной ассоциацией мигматитов является силлиманит + биотит + кордиерит + гранат + плагиоклаз + кварц, или силлиманит + биотит + кордиерит + плагиоклаз + кварц. Редко отмечаются реликты ставролита и кианита. Средний состав мигматитов (%): плагиоклаз (40–60), кварц (20–30), биотит (10–20), кордиерит (10–30), гранат (до 5), калиевый полевой шпат (5–10).

Плагиогранито-гнейсы и гранодиорито-гнейсы представляют собой относительно однородные, гнейсовидные, без полосчатости, средне-, крупнокристаллические породы. Структура гранобластовая, бластогранитовая, бластокатакlastическая. Породы состоят из кварца (25–35 %), олигоклаза (до 60 %) и переменного количества биотита. Присутствует поздний метасоматический калиевый полевой шпат, активно замещающий плагиоклазы. Реликтовыми минералами являются гранат, силлиманит, акцессорный циркон, характеризующийся часто округлыми формами.

Амфиболиты – мелко- и среднезернистые тонко-, грубополосчатые, сланцеватые, массивные породы с гомео-, грано-, немато-, гранолепидобластовой структурами. По минеральному составу преобладают амфибол-плагиоклазовые разновидности, редко встречаются гранатовые и антофиллит-роговообманковые амфиболиты. Количественно-минеральный состав амфиболитов (%): роговая обманка – 45–80, куммингтонит – до 5, плагиоклаз – 5–50, кварц – 5–20, гранат – 0–15. Акцессорные – циркон, апатит, сфен, рудные (ильменит, сульфиды). Вторичные минералы – биотит, хлорит. Роговая обманка бурая или зеленовато-бурая магнетическая. Бурая роговая обманка при гранитизации корродируется и частично замещается более низкотемпературной зеленой роговой обманкой и биотитом.

Амфиболовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы отличаются от амфиболитов большей лейкократовостью и большим содержанием кварца (до 20–30 %) и биотита (до 10–15 %). Акцессорные минералы в амфиболовых плагиогнейсах и амфиболитах – ильменит, титаномагнетит, апатит, сфен.

Диафториты пород колпаковской метаморфической серии наблюдались в мощных тектонических зонах. Они обладают гетеробластовыми, иногда явно бластокатакlastическими структурами с раздробленными и перекристаллизованными зернами кварца, плагиоклаза, биотита. Процессы диафтореза выражаются в альбитизации и серицитизации плагиоклаза, замещении биотита хлоритом.

Гранат в амфиболитах имеет прямую (прогрессивную) зональность и характеризуется высокой кальциевостью, а в отдельных случаях и высокой марганцовистостью. В гранат-биотитовых мигматитах гранат имеет регрессивную (обратную) зональность, обусловленную наложением процессов мигматизации на метаморфическую ассоциацию. Плагиоклаз содержит 16–18 % анортовой молекулы.

Петрохимические характеристики свидетельствуют о том, что плагиогнейсы и мигматиты относятся к породам, бедным кальцием, с высокой, реже средней

железистостью, преимущественно высокоглиноземистым, натриево-магнезиального ряда. Исходными породами были, вероятно, граувакки, гидрослюдистые и монтмориллонитовые глины. Амфиболиты и биотит-амфиболовые плагиогнейсы являются породами, богатыми кальцием, преимущественно низкой железистостью, низкой глиноземистостью, натриево-магнезиальными и натриево-кальциевыми. Исходными для них породами были толеитовые базальты, реже андезиты, возможно доломитовые песчаники [395, 392].

Плотность пород колпаковской серии колеблется в пределах 2,60–2,65 г/см³, уменьшаясь от плагиогнейсов к гранито-гнейсам (через мигматиты); магнитная восприимчивость $1-32 \times 10^{-6}$ ед. СГС.

По данным И. А. Тарарина [111], температура гранат-биотитового равновесия в породах колпаковской серии равна 550–680° С и давление по гранат-биотит-плагиоклазовому геобарометру – в диапазоне 3,73–7,38 кбар. Эти параметры с учетом приведенных ранее минеральных парагенезисов свидетельствуют об амфиболитовой фации регионального метаморфизма со снижением давления на участках интенсивной мигматизации и гранитизации. Вместе с тем М. М. Лебедев считал, что метаморфизм был однофазным и проявился в конце мела, а неоднородность метаморфизма отражает его латеральную зональность. В. И. Шульдинер, А. И. Ханчук [131], И. А. Тарарин [111] выделяют два этапа метаморфизма. Вызывает сомнение и сама природа метаморфизма. Изложенные выше особенности метаморфических пород, их распространение в пределах гранито-гнейсовых куполов свидетельствуют скорее не о региональном, а о зональном характере метаморфизма. Наличие в большом количестве катаклазитов, милонитов, бластокатаклазитов, бластомилонитов свидетельствует и о существенных проявлениях дислокационного метаморфизма.

Возраст метаморфических образований колпаковской серии также неоднозначен. Если по времени метаморфизма особых разногласий нет, то по возрасту формирования протолита нет единого мнения, так как разными методами получено большое количество различных датировок.

Так, группой исследователей [132] получены следующие U-Pb датировки (млн лет) по цирконам из плагиогнейсов колпаковской серии: архей (2800–2500), ранний протерозой (2100–1700), поздний протерозой (моложе 1000), юра–ранний мел (150–120). Самые молодые обломочные цирконы раннемеловые (120–96 млн лет). Возраст метаморфизма эти исследователи определяют в 77 и 47–53 млн лет.

В. К. Кузьминым [52, 292] получены U-Rb (1300 млн лет) и Sm-Nd (854, 950, 1140 млн лет) датировки, дающие позднпротерозойский возраст протолита.

При большом разнообразии радиоизотопных определений возраста метаморфизма сейчас наиболее достоверными можно считать две их группы. Это Rb-Sr изохронные определения В. И. Виноградова и др. [16, 15, 14], дающие раннемеловой возраст метаморфизма – 140–127 млн лет (при этом считается, что именно с этапом раннемелового метаморфизма связано зарождение в Камчатском регионе коры континентального типа) и позднемеловой 70–60 млн лет.

Согласно вышеприведенным данным, возраст протолита принят позднпротерозойским, возраст метаморфизма пород колпаковской серии раннемеловым.

Камчатская метаморфическая серия обрамляет колпаковскую серию в пределах Шанучского, Хангарского, Лунтосского, Пымтинского гранито-гнейсовых куполов, в верховьях рек Ича, Крутогорова, Андриановка, Колпакова, Сред. Во-

ровская, Немтик, Дукук, Прав. Кихчик. По вещественному составу она подразделена на две формации – микрогнейсов и высокоглиноземистых кристаллических сланцев (кристаллосланцев).

Метаформация микрогнейсов ($mgPR_2(^{M}K_1)km$) представлена гранат-биотитовыми, биотитовыми, двуслюдяными микрогнейсами*, редко отмечаются высокоглиноземистые кристаллические сланцы и амфиболиты. Граница между метаформациями микрогнейсов и высокоглиноземистых кристаллосланцев проводится по смене состава. Граница микрогнейсов с подстилающими образованиями колпаковской серии проводится также по смене глиноземистых крупно-, среднезернистых плагиогнейсов «апопесчаников» мелкозернистыми микрогнейсами. Граница эта часто нечеткая.

Для метаформации микрогнейсов характерно однообразие состава пород, в которых иногда наблюдаются лишь незначительные вариации минерального состава или структурно-текстурных особенностей. Мощность образований метаформации микрогнейсов около 1600 м.

Метаформация высокоглиноземистых кристаллических сланцев ($sPR_2(^{M}K_1)km$) представлена ставролит-гранат-биотитовыми, андалузит-ставролит-гранат-биотитовыми, биотитовыми, мусковит-биотитовыми кристаллическими сланцами, частично мигматизированными. В незначительном количестве присутствуют микрогнейсы, амфиболовые кристаллические сланцы, амфиболиты. Образования метаформации с колпаковскими плагиогнейсами и с перекрывающимися породами хейванской свиты имеют тектонические границы. При ясно выраженной сланцеватости в породах метаформации обычно наблюдается совпадение ее с метаморфической полосчатостью, которая, возможно, отражает первичную слоистость. На правом берегу р. Прав. Кенужен, правого притока р. Озерная Камчатка, в узком тектоническом блоке среди кристаллических сланцев встречена линза $3,5 \times 5$ м обломочных пород, природа которых определялась неоднозначно – от «метаконгломератов» до тектонитов [151, 393]. Детальное изучение подтвердило, что последние являются бластокатаклазитами и бластомилонитами. Они характеризуются грубо- и тонкообломочной, пятнистой, линзовидно-полосчатой, очковой, порфиробластовой текстурой; бластокатакластической, бластомилонитовой, порфиробластовой структурой. Обломки представлены гранитоидами, роговиками, кварцевыми сегрегациями, агрегатами микрозернистого олигоклаза, кварцем. Формы обломков овальные, линзовидные, угловатые. Цементом в бластокатаклазитах часто служит бластомилонит. Он сложен тончайшим кварц-олигоклазовым агрегатом. На его фоне выделяются редкие порфиробласты биотита, граната, мусковита, ильменита, ставролита, андалузита.

Мощность образований метаформации кристаллических сланцев около 1700 м.

Характерными типами пород камчатской серии являются высокоглиноземистые кристаллические сланцы и микрогнейсы.

Высокоглиноземистые кристаллические сланцы полосчатые с многочисленными сегрегациями кварца. Они имеют лепидогранобластовую, гранолепидобластовую, порфиробластовую, фиброгранолепидобластовую, бластокатакластическую, бластомилонитовую структуры. Составляют (%) из кварца – 20–50, олигоклаза,

* Микрогнейсы – традиционное название пород, которые правильнее называть мелкозернистыми плагиогнейсами.

альбита — 30–50, биотита — 30–50, мусковита — 0–10, ставролита — 0–5, андалузита — 0–5, граната — 0–5, силлиманита (по биотиту) — 0–2, кианита, кордиерита. Порфиробласты (5–20 %) представлены гранатом, ставролитом, андалузитом, биотитом, реже кианитом, кордиеритом. Выделяется большое количество разновидностей в зависимости от наличия и соотношений характерных метаморфических минералов. Преобладающими разновидностями являются ставролит-гранат-биотитовые, андалузит-ставролит-гранат-биотитовые, биотитовые, мусковит-биотитовые сланцы. Акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон, турмалин.

Микрогнейсы представляют собой мелкозернистые породы с массивной, грубо-, тонкополосчатой текстурами; с мелкозернистой (0,2–0,4 мм), гранобластовой, лепидо-гранобластовой структурами. В гранатосодержащих разностях структура порфиробластовая, реже гелицитовая. По составу выделяются три основные разновидности микрогнейсов — гранат-биотитовые, биотитовые и двуслюдяные, на границе с кристаллическими сланцами появляются ставролит, силлиманит. Характерны сегрегации кварца, в мигматизированных разностях появляются линзы биотит-кварц-плагиоклазового состава. Акцессорные минералы те же, что у кристаллических сланцев.

Гранаты камчатской серии обладают высокой железистостью, имеют прямую (прогрессивную), редко сложную зональность [392]. В сложнзональных кристаллах граната оторочки обладают чрезвычайно высокой кальциевостью и более низкой магнезиальностью, чем ядра. Ставролит и биотит характеризуются высокой глиноземистостью и сравнительно небольшой железистостью и титанистостью. Плагиоклаз кристаллосланцев содержит до 20–30 % анортитовой молекулы.

Кристаллические сланцы и микрогнейсы по петрохимическим характеристикам имеют натриевый тип щелочности. Они чаще кальциевые, чем магнезиальные, с высокой глиноземистостью и высокой железистостью.

Исходными породами для кристаллических сланцев были, вероятно, гидрослюдистые и монтмориллонитовые глины и граувакки, для микрогнейсов — граувакки.

Средняя плотность (г/см³) кристаллических сланцев — 2,74 (2,64–2,84), микрогнейсов — 2,64 (2,57–2,71); средняя магнитная восприимчивость ($\chi \times 10^{-6}$ СГС) кристаллических сланцев — 22 (4–35), микрогнейсов — 23 (7–44).

Уверенных данных для определения возраста исходных пород камчатской серии нет. Палинологические исследования выявили небольшое количество мезозойских форм, свидетельствующих о меловом возрасте вмещающих их пород [164]. Модельные Sm-Nd датировки определяют возраст протолита в диапазоне 0,95–1,17 млрд лет, что отвечает позднему протерозою. Время главного этапа метаморфизма, 136–127 млн лет, согласно Rb-Sr изохронным определениям, соответствует раннему мелу [14].

Таким образом, протолит камчатской метаморфической серии датируется нами поздним протерозоем, метаморфизм — ранним мелом.

Ганальская зона

СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Ганальская метаморфическая серия составляет тектонические блоки, клинья, пластины в юго-восточной части листа. По вещественному составу она подразделяется на три метаформации — амфиболитов и пироксеновых плагиогнейсов; слюдяных плагиогнейсов; амфиболитов и амфиболовых сланцев.

Метаформация амфиболитов и пироксеновых плагиогнейсов ($agPZ_2^{MP_2}gn$) развита в бассейнах рек Прав. Вахталка, Вахтанга Малкинского и представлена амфиболитами, биотит-амфиболовыми, биотитовыми, двупироксеновыми, биотит-кордиерит-гранат-гиперстеновыми плагиогнейсами, кристаллосланцами, кварцитами, гнейсоплагиогранитами.

Петротипический разрез образований метаформации мощностью 860 м находится на правом борту р. Прав. Вахталка, в ее верховьях [22].

Метаформация слюдяных плагиогнейсов ($gPZ_2^{MP_2}gn$) представлена биотитовыми, двуслюдяными, гранат-биотитовыми, биотит-кордиеритовыми, биотит-силлиманитовыми, биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, амфибол-пироксеновыми, биотит-амфиболовыми кристаллосланцами, реже амфиболитами.

Наиболее полный петрографический разрез образований метаформации мощностью 1096 м вскрывается в долине правого притока р. Прав. Вахталка [190].

Метаформация амфиболитов и амфиболовых сланцев ($asPZ_2^{MP_2}gn$) образует тектонические блоки в междуречье Прав. Авачи и Прав. Вахталки, а также в бассейнах правых притоков последней. Представлена она амфиболитами, биотит-амфибол-плагиоклазовыми, биотитовыми кристаллосланцами, реже биотитовыми, гранат-биотитовыми, амфиболовыми плагиогнейсами, кварцитами, карбонатными породами.

Петрографический разрез по правому притоку р. Прав. Вахталка, достаточно полно отражающий основные черты строения метаформации, имеет мощность 704 м [190].

Все метаморфические породы, слагающие серию, можно объединить в несколько групп: амфиболиты, плагиогнейсы, слюдяные кристаллосланцы, а также бластомилониты по ним.

Амфиболиты характеризуются гранобластовой, нематогранобластовой структурами и массивной, гнейсовидной, полосчатой текстурами. Состав: андезин (25–60 %), роговая обманка (30–70 %). Аксессуарные – апатит, циркон, сфен, титаномagnetит. Биотит-кварцевые амфиболиты характеризуются наличием до 10 % биотита и до 10 % кварца. В пироксеновых амфиболитах в ассоциации с роговой обманкой появляется клинопироксен. Гранатсодержащие амфиболиты содержат гранат до 5 %. В результате наложенного регрессивного метаморфизма амфиболиты, перекристаллизовываясь, превращаются в кварцсодержащие, кварц-биотитовые амфиболовые сланцы, они характеризуются гетеробластовыми и нематогранобластовыми структурами. На фоне микрозернистого плагиоклазового, кварц-олигоклазового агрегата развиваются резко удлиненная сине-зеленая роговая обманка, ориентированная по сланцеватости. Реликтовые зерна плагиоклаза и граната погружены в нематогранобластовый, лепидонематогранобластовый агрегат, по составу аналогичный амфиболитам. Реликтовые зерна плагиоклаза пелитизированы, серицитизированы и деанортизированы.

Среди плагиогнейсов наиболее распространены биотитовые плагиогнейсы. Они средне-крупнозернистые. Обладают лепидогранобластовой структурой и гнейсовидной, линзовидно-сланцеватой текстурой. Состоят из полос и линзовидных обособлений кварц-полевошпатового состава, чередующихся с полосами, обогащенными биотитом. Аксессуарные минералы представлены цирконом, апатитом, рутилом, ортитом, магнетитом. В биотит-силлиманитовых плагиогнейсах наряду

с перечисленными минералами присутствует силлиманит. В двуслюдяных плагиогнейсах цветные породообразующие минералы представлены биотитом и мусковитом (до 5–7 %). Гранатсодержащие биотитовые плагиогнейсы содержат гранат. В ставролит-гранат-дистеновых плагиогнейсах отмечается совместное нахождение ставролита и дистена. Куммингтонитовые плагиогнейсы содержат полосы куммингтонита (до 15 %). Биотитовые плагиогнейсы часто мигматизированы. Гранитоидный материал обособляется в виде линз и прожилков мощностью от 0,5 мм до 2,5 см и состоит из плагиоклаза – олигоклаза (40–60 %) и кварца (50 %), биотита (3–5 %). Структура мигматитовых прожилков гипидиоморфнозернистая, состав соответствует тоналитам.

Биотит-кордиерит-гранат-гиперстеновые плагиогнейсы, отвечающие по составу гранулитам, являются полосчатыми, линзовидно-полосчатыми, слабогнейсовидными, массивными породами со средне-, крупнозернистой гранобластовой структурой и ассоциацией: биотит + кордиерит + гранат + гиперстен + плагиоклаз + кварц + калиевый полевой шпат. Количественные соотношения минералов непостоянны. Характерной чертой этих пород является слабое проявление сланцеватых текстур. Характерны симплектитовые и коронарные структуры.

Бластомилониты плагиогнейсов имеют мелкоочковую, гнейсовидную текстуру. Они сложены лепидогранобластовым, нематолепидогранобластовым мелкозернистым агрегатом из (олигоклаза–кислого андезина), кварца, биотита, иногда мусковита или роговой обманки. Из аксессуарных присутствуют апатит, сфен, рутил, из рудных – титаномагнетит. Часто отмечаются порфиробласты турмалина, реже зерна ортита, зерна граната.

Гранатсодержащие биотитовые кристаллические сланцы – тонкосланцеватые, реже массивные породы с катакластической, бластомилонитовой, лепидогранобластовой структурой, сланцеватой, полосчатой, линзовидно-очковой текстурой. Состоят из мелкозернистого кварц-альбит-олигоклазового бластоагрегата, в котором распределены грубопараллельные полосы, состоящие из биотита, нацело замещенного мусковитом, серицитом, реже хлоритом. Аксессуарные минералы представлены апатитом, цирконом, турмалином, реже сфеном.

В биотитовых кристаллических сланцах отсутствует гранат, а в остальном они идентичны вышеописанным сланцам.

Образования, слагающие серию, относятся к породам амфиболитовой фации метаморфизма, которые сохранились только в наименее тектонически переработанных блоках. В результате наложенного динамотермального метаморфизма породы частично диафорированы в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Биотит-кордиерит-гранат-гиперстеновые плагиогнейсы, по минеральным ассоциациям отвечающие гранулитам, отмечаются в трех небольших выходах: в северо- и юго-западной оконечностях Юрчикского интрузивного массива, а также в виде ксенолита в массиве.

Л. Л. Герман рассматривал их в качестве высокотемпературных глубинных образований [22]. Но ограниченные размеры полей распространения, приуроченность к области контакта с габброноритами, частое присутствие в них в виде роговиков служат аргументом в пользу контактового происхождения ганальских гранулитов. К такому же выводу о генезисе гранулитов пришел И. А. Тарарин [415]. В. К. Кузьмин также считает, что ганальские гранулиты являются контактными

образованиями и совместно с метаморфитами амфиболитовой фации образуют мало мощный ореол вокруг Юрчикского массива. Петрохимические особенности пород ганальской серии свидетельствуют, что большинство амфиболитов и их производных относятся к группе пород, богатых кальцием, средней железистости, средней глиноземистости. По исходному составу они соответствуют базальтам. Плагиогнейсы и кристаллосланцы по петрохимическим характеристикам имеют среднюю и высокую железистость, высокую глиноземистость.

Средняя плотность (г/см^3) амфиболитов и амфиболовых плагиогнейсов – 2,64–3,05; слюдяных плагиогнейсов и кристаллосланцев – 2,89 (2,79–2,94). Средняя магнитная восприимчивость ($\chi \times 10^{-6}$ СГС) амфиболитов и амфиболовых плагиогнейсов – 586 (10–7000); слюдяных плагиогнейсов и кристаллосланцев – 193 (24–680).

Данные по возрасту образований ганальской метаморфической серии неоднозначны. Спорово-пыльцевые формы сопоставлялись как с верхнеархейскими Алданского щита, так и определялись как пермские, мезозойские, юрско-меловые, не древнее позднего мела [391].

Pb-Pb методом по цирконам определен возраст в 1,7–2,8 млрд лет [64]. При последующих исследованиях данным методом эти авторы установили, что можно говорить лишь о фанерозойском возрасте пород. Sm-Nd модельные определения возраста амфиболитов серии по валовым пробам не древнее 400 млн лет, а вычисленные по мономинеральным определениям изохроны не древнее 45 млн лет [62, 63]. Ar-Ar методом для амфиболитов по роговой обманке получены значения возраста 50,6 и 47,0 млн лет [86]. Sm-Nd изохроны для плагиоклаз-роговообманковых кристаллических сланцев соответствуют возрастам 408 ± 87 , 420 ± 44 (по валовым пробам) и 33 ± 22 и 18 ± 30 млн лет (по монофракциям), указывают, что время формирования пород основного состава серии отвечает среднему палеозою (позднему силуру) [53]. Для гранулитов из зоны контакта с габброидами Юрчикского массива получены Sm-Nd изохроны, соответствующие возрасту 11 ± 19 млн лет, а U-Pb изотопные определения по циркону – $34,9 \pm 0,8$ млн лет. Проведенные в ЦИИ ВСЕГЕИ Sm-Nd определения подтверждают ранее полученные датировки. Так, основные гранулиты имеют весьма молодой модельный возраст 21 млн лет, что практически соответствует времени формирования Юрчикского массива габброноритов и контактовых гранулитов. Это свидетельствует о том, что метаморфизм, приведший к преобразованию первичных пород в кристаллосланцы, плагиогнейсы и формирование контактовых гранулитов приурочены к эоцену.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА И МЕТАСОМАТОЗА

Метаморфические процессы проявлены практически во всех допалеогеновых образованиях. Наиболее интенсивному метаморфизму подверглись образования Срединного и Ганальского выступов. При этом проявлен региональный и локальный метаморфизм. Наиболее молодой региональный метаморфизм имеет четко выраженный зональный характер. Локальный метаморфизм представлен контактовым и дислокационным типами.

Региональный метаморфизм в Срединном выступе проявился в образовании метаморфических пород от аспидных сланцев и метапесчаников через хлорит-мусковитовые и биотитовые филлиты к гранат-ставролит-слюдистым

кристаллическим сланцам и далее к силлиманитсодержащим плагиогнейсам и мигматитам. Эти породы слагают колпаковскую, камчатскую серии, хейванскую, химкинскую, алисторскую, хозгонскую свиты. Характер минеральных ассоциаций метаморфических пород, определение физико-химического режима метаморфизма свидетельствуют, что исходные породы испытали метаморфизм в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Метаморфизм имеет хорошо выраженную зональность, проявленную относительно гранито-гнейсовых куполов. Наиболее глубоко метаморфизованные образования колпаковской серии приурочены к центральным частям гранито-гнейсовых куполов. Они отвечают амфиболитовой фации [31] или минеральной фации двуслюдяных гнейсов [47]. С удалением от центральных частей куполов отмечается постепенное снижение степени метаморфизма. На периферии куполов развиты высокоглиноземистые образования кристаллосланцевой толщи и хейванской свиты, степень метаморфизма которых снижается от эпидот-амфиболитовой фации до хлорит-мусковитовой и биотитовой субфаций зеленосланцевой фации. Наконец, по обрамлению куполов обнажаются слабо метаморфизованные первично-осадочные образования хозгонской свиты, где частично проявлен метаморфизм хлорит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации.

Метаморфические образования колпаковской серии, отвечающие амфиболитовой фации, представлены преимущественно апотерригенными плагиогнейсами, их мигматизированными разностями и мигматитами. Незначительное развитие имеют богатые кальцием породы, превращенные в амфиболиты и гранатовые амфиболиты. Наиболее типичными минеральными ассоциациями для плагиогнейсов и мигматитов являются: гранат + биотит + плагиоклаз + кварц; гранат + биотит + калиевый полевой шпат + плагиоклаз + кварц; биотит + калиевый полевой шпат + плагиоклаз + кварц + силлиманит; биотит + мусковит + плагиоклаз + кварц + калиевый полевой шпат + силлиманит. Для амфиболитов и гранатовых амфиболитов характерны минеральные ассоциации: роговая обманка + плагиоклаз; гранат + роговая обманка + плагиоклаз + куммингтонит.

Не все минералы в этих парагенезисах находятся в равновесных соотношениях, часто наблюдаются реакционные соотношения между ними, обусловленные полифациальным характером метаморфизма. Так, в гранатовых амфиболитах отмечаются образование реакционных оторочек плагиоклаза, отделяющих кристаллы граната от роговой обманки, интенсивная биотитизация пород. Вероятно, эти явления обусловлены процессами гранитизации и мигматизации, которые интенсивно проявились во вмещающих терригенных образованиях. Эти процессы проявились неравномерно, но четко прослеживается тенденция усиления мигматизации к центральным частям купола. Наложение на плагиогнейсы процессов гранитизации и мигматизации обуславливают как изменение минеральных ассоциаций метаморфических пород, так и изменение состава слагающих их минералов. Повсеместно в мигматитах и мигматизированных плагиогнейсах отмечается коррозия и «растворение» кристаллов граната, замещение его биотитом, появление новообразований калиевого полевого шпата, фибrolита и реже кордиерита. В гранатах мигматитов формируется обратная зональность. Замещение и «растворение» граната в мигматизируемых породах обуславливает возрастание содержания марганца в его краевых частях кристаллов. Специфические особенности метаморфических преобразований центральных частей гранито-гнейсовых куполов следующие:

щие: повсеместный изофациальный метаморфизм амфиболитовой фации, широкое развитие мигматитов, гнейсогранитоидов, их катаклиз и бластез, интенсивное развитие процессов кислотного выщелачивания, выражающегося в окварцевании, мусковитизации и фибролитизации пород. Температурный режим метаморфизма, определенный по гранат-биотитовому термометру, отвечает температуре 530–620 °С, литостатическое давление варьирует от 4,8 до 6,3 кбар. Снижение давления обусловлено процессами мигматизации и гранитизации при куполообразовании [395, 392].

Отложения кристаллосланцевой толщи, а также нижние части хейванской свиты метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой (ставролитовой) минеральных фаций. Наиболее типичными минеральными ассоциациями пород этой фации являются: гранат + ставролит + мусковит + биотит + плагиоклаз + кварц + андалузит; гранат + ставролит + биотит + плагиоклаз + кварц; гранат + мусковит + биотит + плагиоклаз + кварц + андалузит + калиевый полевой шпат; роговая обманка + плагиоклаз. Гранат этих парагенезисов, как правило, обладает прямой (прогрессивной) зональностью. Данных о более раннем региональном метаморфизме в этих отложениях нет. Лишь в тех ассоциациях, которые подверглись наложенным процессам мигматизации или контактового воздействия, отмечается обратная зональность граната. Резкой регрессивной зональностью характеризуются гранаты метаморфических пород, испытавших ороговикование и ксенолиты пород в габброноритах Дукукского массива. Температурные условия метаморфизма кристаллических сланцев по гранат-биотитовому геотермометру соответствуют 400–610 °С. Литостатическое давление по гранат-биотит-мусковит-плагиоклазовому геобарометру равно 6,14–6,17 кбар [392]. Эти данные подтверждают, что для образований камчатской метаморфической серии характерен метаморфизм уровня эпидот-амфиболитовой фации.

Породы хейванской и хозгонской свит, алисторского комплекса метаморфизованы в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Низы разреза хейванской свиты метаморфизованы в биотит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации, для которой типичны следующие минеральные ассоциации: биотит + мусковит + плагиоклаз + кварц; биотит + хлорит + мусковит + плагиоклаз + кварц; биотит + плагиоклаз + кварц; эпидот + актинолит + плагиоклаз + кварц. В основных и ультраосновных породах алисторского комплекса наблюдаются парагенезисы: хлорит + актинолит; серпентинит + хлорит + актинолит; кварц + плагиоклаз + амфибол; куммингтонит + роговая обманка + хлорит. Породы верхних частей хейванской свиты обычно метаморфизованы в условиях хлорит-мусковитовой субфации зеленых сланцев. Здесь хорошо сохраняются первичные особенности исходных пород, по которым среди них могут быть выделены метапесчаники, метаалевролиты и метааргиллиты с постепенными переходами между ними. Метаморфизм отложений хозгонской свиты отвечает участками мусковит (серицит)-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Появляются альбит, хлорит, серицит, мусковит.

Кроме прогрессивного метаморфизма проявлен и регрессивный метаморфизм, приуроченный к зонам нарушений. Он выражается в замещении высокотемпературных минералов метаморфических пород хлоритом, мусковитом, актинолитом и карбонатом. Часто диафторируются биотитовые и гранат-биотитовые кристаллические сланцы с превращением в хлоритовые, карбонатно-хлоритовые и другие

зеленые сланцы. В центральных частях зон разломов распространены бластокактазиты и бластомилониты. Реликтовые порфиробласты андалузита, граната, ставролита и слюды иногда нацело замещены микрочешуйчатыми агрегатами светлой слюды и хлорита. Эти сильно диафторированные породы внешне напоминают филлиты, но их следует относить к филлонитам — продуктам дислокационного метаморфизма. Кислотное выщелачивание, широко проявленное в мигматизированных породах и мигматитах, также является диафторическим процессом. При кислотном выщелачивании, завершающем мигматизацию и гранитизацию и идущем на фоне понижающейся температуры, отмечается интенсивное замещение метаморфических минералов.

Региональный метаморфизм в Ганальском метаморфическом выступе проявлен такими же фациями, как и Срединном выступе. Но в Ганальском очень интенсивно проявлен дислокационный метаморфизм, который сильно затушевывает проявления регионального метаморфизма. Образования, слагающие ганальскую и стеновую серию, кижиченокскую свиту и киргуропскую толщу, метаморфизованы в амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой, зеленосланцевой фациях метаморфизма.

Преобразования исходных пород ганальской метаморфической серии носят полиметаморфический характер. Ранний метаморфизм соответствует амфиболитовой фации. Наиболее важные парагенезисы этого этапа следующие: в метапелитах и близких к ним бедных кальцием породах — плагиоклаз + кварц + биотит + гранат; плагиоклаз + кварц + биотит; плагиоклаз + кварц + силлиманит + биотит; плагиоклаз + кварц + биотит + кианит + гранат + ставролит + биотит + куммингтонит + плагиоклаз + кварц; в метабазах и близких к ним богатых калием породах — роговая обманка + пироксен моноклинный + плагиоклаз + магнетит; роговая обманка + пироксен моноклинный + плагиоклаз + магнетит + биотит; роговая обманка + кварц + плагиоклаз + магнетит + биотит; роговая обманка + плагиоклаз + магнетит; гранат + роговая обманка + плагиоклаз + магнетит; роговая обманка + пироксен моноклинный + гранат + плагиоклаз. Метаморфизм этого этапа характеризуется низкоградиентной зональностью. Наиболее низкотемпературные кианит + андалузит + плагиоклаз + гранат + ставролит + биотитовые сланцы. Температура метаморфизма у них 600–610 °С, давление 5,2–5,5 кбар. Более высокотемпературный парагенезис биотит + кианит + гранат + кианит, соответствующий 600–650 °С и давлению 4–6 кбар [115]. В слабо переработанных тектоническими процессами блоках ганальской серии выявлены поля мигматизированных пород и мигматитов, которые свидетельствуют о том, что породы ганальской серии подверглись региональной гранитизации в условиях амфиболитовой фации. Породы ганальской серии раннего этапа метаморфизма амфиболитовой фации сохранились на небольших участках в центральных частях тектонических чешуй близ центральной части купольной структуры, слагаемой образованиями серии. На большей же части территории породы серии подверглись переработке поздними процессами метаморфизма, выразившимися в неоднократном динамометаморфическом преобразовании пород и в формировании более низкотемпературных минеральных парагенезисов.

Исходные вулканогенные образования стеновой серии полностью преобразованы в типичные зеленые сланцы и эпидотовые амфиболиты. Они подверглись зональному прогрессивному метаморфизму в двух фациях — эпидот-амфиболито-

вой и зеленосланцевой. В зеленосланцевой фации выделяются субфации хлорит-мусковитовая и биотит-актинолитовая. Для сланцев, метаморфизованных в хлорит-мусковитовой субфации, характерны следующие минеральные парагенезисы: хлорит + мусковит + эпидот + альбит + кварц; хлорит + эпидот + альбит + кварц; эпидот + серицит + хлорит + альбит + кварц; хлорит + эпидот + альбит. Сланцы биотит-актинолитовой субфации имеют парагенезисы – кварц + альбит + эпидот + биотит; кварц + альбит + хлорит + эпидот + биотит + актинолит; кварц + биотит + альбит + эпидот + хлорит; альбит + эпидот + хлорит; альбит + эпидот + биотит + актинолит; кварц + биотит + кальцит + эпидот + хлорит + альбит; альбит + эпидот + актинолит. Переход к эпидот-амфиболитовой фации постепенный. Нижняя граница эпидот-амфиболитовой фации устанавливается по исчезновению в породах железистого хлорита и актинолита, появлению сине-зеленой роговой обманки. Прогрессивный характер метаморфизма подчеркивается сохранением в кристаллах сине-зеленой роговой обманки бесцветных ядер актинолита, плагиоклазы часто имеют обратную зональность. Типичен парагенезис: биотит + сине-зеленая роговая обманка + эпидот + кварц.

Терригенные породы кижиченокской свиты метаморфизованы в условиях хлорит-мусковитовой субфации фации зеленых сланцев, превратившись в метапесчаники, метаалевролиты, филлитовидные сланцы, филлиты. Распространены минеральные парагенезисы: стильпномелан + хлорит + серицит + альбит + кварц; эпидот + хлорит + стильпномелан + серицит + альбит + кварц; кальцит + стильпномелан + эпидот + хлорит + серицит + альбит + кварц; кварц + альбит + хлорит + серицит.

Вулканогенные образования киргуропской толщи претерпели в основном преобразования, связанные с тектоническим рассланцеванием и перекристаллизацией основной массы. На слабо затронутых тектоническим рассланцеванием участках изменения носят характер преобразований в условиях хлорит-мусковитовой субфации зеленых сланцев. Здесь появляются минеральные парагенезисы: кварц + серицит + хлорит + эпидот + пумпеллиит; кварц + эпидот + пумпеллиит + хлорит + кальцит + альбит; пумпеллиит + кальцит + хлорит + серицит + альбит.

Локальный метаморфизм, как уже отмечалось, представлен на территории листа дислокационным и контактовым типами.

Дислокационным метаморфизмом охвачены в той или иной степени все метаморфические образования в обоих выступах, но особенно интенсивно в Ганальском. В результате дислокационного метаморфизма происходит структурно-текстурная перестройка пород с образованием милонитовых, катакластических, blastомилонитовых, очковых и blastоцементных структур. Широко развиваются милониты, катаклазиты, филлониты. Процесс дробления сопровождается перекристаллизацией с образованием blastокатаклазитов и blastомилонитов. В Срединном выступе метаморфических пород интенсивным дислокационным преобразованиям подвергся андриановский комплекс метагабброидов.

Контактный метаморфизм имеет большое развитие в Срединном выступе в связи с большим объемом интрузивных образований. Ширина контактовых ореолов и характеристика контакто-измененных пород приведены при описании интрузивных образований, поэтому здесь будут отражены наиболее специфические черты контактовых преобразований.

На изученной территории выделяются два основных этапа контактового метаморфизма. Первый этап – доверхнемеловой обусловлен становлением гранито-

идов колпаковского комплекса, второй – верхнемеловой, связанный с образованием базитовых пород дукукского комплекса и гранитоидов кольского комплекса. Ореолы первого этапа редко сохраняются. Физико-химические условия этого этапа, как показано И. А. Тарариным [111], характеризуются варьирующими температурами и небольшими давлениями (около 2 кбар), отвечающими андалузитовой фации глубинности. Продукты верхнемелового контактового метаморфизма представлены образованиями роговообманково-роговиковой фации, типичными для внутренних зон ореолов и мусковит-роговиковой фации, характерными для внешних частей контактовых ореолов. Изредка во внутренних частях контактовых ореолов, обусловленных воздействием габброидов, отмечаются роговики и контактово-реакционные породы пироксен-роговиковой фации с силлиманитом и шпинелью.

Породы роговообманково-роговиковой фации характеризуются минеральными ассоциациями: андалузит + мусковит + биотит + плагиоклаз + кварц; гранат + мусковит + биотит + плагиоклаз + кварц. Ороговикование этой фации характерно как для отложений хозгонской, так и для пород хейванской свит. Породы мусковит-роговиковой фации характеризуются в основном ассоциацией мусковит + биотит + плагиоклаз + кварц. Роговики этой фации типичны для пород хозгонской свиты в контактовых ореолах кольского комплекса.

Влияние контактового метаморфизма, обусловленного становлением кольских гранитоидов, по-разному проявилось в центральных и периферических частях гнейсо-гранитных куполов. В центральных частях куполов внедрение гранитоидов обусловило диафорические преобразования развитых здесь более высокотемпературных (чем температуры контактового метаморфизма) пород и широкое развитие в них андалузита. В периферических частях куполов, где влияние регионального метаморфизма было несущественным, преобразование пород имело в основном контактовую природу и характеризовалось прогрессивной направленностью процессов в условиях андалузитовой фации глубинности. Об этом свидетельствует образование более высокотемпературных парагенезисов роговиков по сравнению со слабоизмененными ассоциациями окружения, прогрессивный характер зональности граната.

В Ганальском выступе особый интерес представляет образование гранат-кордиерит-биотит-гиперстеновых контактовых гранулитов по плагиогнейсам в контакте с габброидами юрчикского комплекса. Формирование контактовых гранулитов происходило, по данным В. К. Кузьмина [53], на значительных глубинах, отвечающих давлению 5–12 кбар.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Метасоматические и гидротермально-метасоматические процессы на территории листа проявлены в той или иной степени в геологических образованиях почти всех возрастов. Как правило, они имеют пространственную и генетическую связь с интрузивными и субвулканическими образованиями.

Установлены следующие основные типы измененных пород: пропилиты и пропилитизированные породы, группа разнообразных по составу кварц-гидрослюдистых и кварц-каолинитовых метасоматитов, аргиллиты и аргиллизированные породы, вторичные кварциты, монокварциты, окварцованные и пиритизированные породы, ортоклазовые метасоматиты, сольфатарно измененные породы.

Пропилитизированы почти все вулканиты, особенно субвулканические тела среднего и основного составов, а также интрузии такого же состава. Интенсивной пропилитизации подверглись меловые, палеогеновые и особенно миоценовые и миоцен-плиоценовые вулканиты. Пропилитизация генетически связана с кислотным выщелачиванием. Она предшествует образованию кварц-гидрослюдистых, кварц-каолинитовых и других богатых кварцем метасоматитов и последующему отложению рудных компонентов. Пропилитовая группа минералов в целом представлена ассоциацией: альбит–эпидот–карбонат–хлорит–пирит, которая может изменяться на отдельных участках.

Кварц-гидрослюдистые и кварц-каолинитовые метасоматиты, аргиллизиты и аргиллизированные породы, вторичные кварциты, монокварциты обычно расположены среди пропилитизированных пород в вулканогенных образованиях от олигоцена до раннего неоплейстоцена, но чаще всего в миоценовых, миоцен-плиоценовых и плиоценовых вулканитах. Особенно интенсивно они проявлены на рудных полях золото-серебряных месторождений Асачинское (VI-2-5), Родниковое (VI-3-3), Золотое (II-3-12), Агинское (I-2-14) и проявлений Мутновское (VI-3-5), Отанчинское (II-2-27). Примером могут служить гидротермально-метасоматические изменения, которым подвергнуты практически все породы Мутновского рудного поля [78]. Наиболее крупная зона метасоматитов здесь имеет ширину до 400 м, длину 4 км. Среди измененных пород выделяются дорудные пропилитизированные и аргиллизированные породы и околорудноизмененные породы. Интенсивность изменений контролируется структурными и литологическими факторами. Наиболее изменены образования эоплейстоцена–раннего неоплейстоцена в центральной части Жировского палеовулкана, в первую очередь породы жерловой фации (эксплозивные брекчии, субвулканические тела средне-кислого состава). В распределении минеральных ассоциаций пропилитов наблюдается вертикальная зональность: эпидот-хлоритовые пропилиты вверх по разрезу сменяются карбонат-эпидот-хлоритовыми и цеолит-карбонат-хлоритовыми. Эпидот-хлоритовые пропилиты вскрываются в глубоких эрозионных врезках и приурочены к выходам пород жерловой фации и фундамента палеовулкана. Карбонат-эпидот-хлоритовые пропилиты пользуются в пределах рудного поля наибольшим распространением и развиваются как по субвулканическим образованиям различного состава, так и по эффузивно-пирокластическим породам. Цеолит-карбонат-хлоритовые пропилиты развиты по породам верхних частей разреза. Наиболее сильно изменены пирокластические образования. Околотрещинные метасоматиты в пределах пропилитизированных пород слагают линейные тела, приуроченные к тектоническим зонам. Среди них выделяются следующие фации: кварц-гидрослюдистые, адуляр-гидрослюдисто-кварцевые, адуляр-монтмориллонит-гидрослюдисто-кварцевые, а также породы с преимущественным развитием глин группы монтмориллонита и корренсита. Первые три фации слагают внутренние части зон, по периферии развиты породы с преимущественным развитием глин. Околожильно измененные породы представлены маломощными зонами адуляризации, окварцевания и карбонатизации вдоль контактов кварцевых жил. Пострудные измененные породы состоят из опала, галлуазита, каолинита, цеолита, реже алунита и ярозита, пирита.

Крупные зоны метасоматитов от 10 до 32 км² располагаются также в районе Бараньевского месторождения (II-3-10) и несколько восточнее его. В пределах

зон преобладают пропилиты по породам кимитинского и кахтунского вулканических комплексов миоцена и миоцена—плиоцена, а также прорывающим их интрузиям и экструзиям того же возраста. Внутри зон пропилитов располагаются мелкие линейно-вытянутые тела аргиллизитов, вторичных кварцитов, моно-кварцитов.

Интерес представляют также зоны метасоматитов в пределах участков золото-серебро-цинковых проявлений Кумроч (I-6-12) и Круча (I-6-16). Здесь гидротермально-метасоматическим изменениям подверглись вулканогенно-осадочные образования дроздовской свиты палеоцена и миоценовые кварцевые диориты быстринского комплекса. Измененные породы контролируются разломами северо-восточного направления и составляют поля с параметрами до $1,5 \times 3$ км. Степень переработки пород в зонах различна. Наиболее глубоко измененные породы и рудоносные жилы находятся в центральных частях зон. Они сложены адуляром, кварцем, а также адуляр-гидрослюдисто-кварцевыми, серицит-адуляр-кварцевыми метасоматитами, часто развитыми по брекчиям интрузивных и вмещающих терригенных пород. Далее от центральных частей зон к их периферии наблюдается переход к кварц-аргиллизитовым метасоматитам, в свою очередь сменяющихся пропилитами в магматических породах.

Окварцованные и пиритизированные породы развиты довольно широко в дочетвертичных вулканогенных, реже терригенных породах. Окварцевание и пиритизация почти всегда идут вместе, лишь меняется интенсивность того или другого процесса. Они пространственно и генетически связаны с зонами нарушений, экзо- и эндоконтактовыми зонами разновозрастных интрузий и субвулканических тел. Поэтому рассматриваемые гидротермально-метасоматические процессы развиты в основном там, где имеются интрузивные и субвулканические образования. Пиритизация также часто сопровождается хлоритизацией, эпидотизацией, карбонатизацией, гипергенной лимонитизацией. Особенно это характерно для позднемеловых вулканогенных пород. О возрасте гидротермально-метасоматических изменений в меловых образованиях трудно судить, так как их прорывают часто разновозрастные интрузии. Эти зоны могут содержать халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит, молибденит, золото, серебро. Зоны изменений имеют чаще протяженность первые метры—первые десятки метров при мощности первые метры. Но встречаются зоны шириной 50—800 м, протяженностью до 5 км.

Заслуживают особого внимания зоны окварцевания в пределах нарушений в меловых терригенных отложениях (черносланцевой формации) хейванской, хозгонской и кунунской свит, обрамляющих Срединный выступ метаморфических пород с запада. Зоны представлены окварцованными, лимонитизированными, интенсивно раздробленными породами, сложенными почти полностью вторичным кварцем с отдельными участками еще не полностью перекристаллизованных пород. Кроме кварца в этих породах отмечаются хлорит, карбонат, изредка пирит, а также субпластовые и секущие жилы (мощностью до 0,5—1 м) и прожилки кварца. С этими зонами окварцевания связаны коренные проявления золота золото-кварцевой формации, разрушение которых, скорее всего, способствует формированию россыпей золота, пространственно приуроченных к указанным выше терригенным отложениям.

Ортоклазовые метасоматиты имеют локальное распространение. Они связаны с заключительной стадией формирования образований левоандриановского

комплекса, преобразуя как породы ранних этапов последнего, так и вмещающие вулканогенные образования кирганикского комплекса. Исходные породы комплекса переработаны в условиях калиевого метасоматоза в биотит-ортоклазовые, биотит-пироксен-ортоклазовые, пироксен-ортоклазовые и существенно ортоклазовые метасоматиты, часто включающие меднорудную с золотом и платиноидами минерализацию. Площади этих метасоматитов до 1,2 км².

В занимающих особое положение наиболее древних образованиях колпаковской, камчатской метаморфических серий Срединного метаморфического выступа зоны измененных пород имеют небольшое развитие. Отмечаются окварцованные, пиритизированные, лимонитизированные породы, приуроченные к зонам разломов. Интенсивно окварцованные породы имеют часто брекчиевидные, каткластические, полосчатые текстуры. Участки измененных пород имеют ширину от первых метров до 1 км, протяженность от первых десятков метров до 5 км. Гидротермально-метасоматические процессы, как и все рудные объекты в полях образования метаморфических серий, скорее всего генетически связаны с прорывающими их позднемеловыми интрузиями кольского комплекса.

В метаморфических породах ганальской и стеновой серий Ганальского выступа метасоматические образования также не имеют значительного развития. Размеры их полей: ширина от первых метров до 0,3 км, протяженность от первых десятков метров до 5 км. Приурочены они к разломам. Формы зон метасоматитов от протяженных до изометричных площадью до 2 км². По составу выделяются зоны кварц-слюдистых метасоматитов, зоны субсогласного прожилкового окварцевания, зоны монокварцитов и кианитовых вторичных кварцитов, зоны пиритизации пород и зоны силикатно-карбонатных метасоматитов. Рудных объектов, связанных с указанными метасоматитами, не выявлено.

К самым молодым сольфатарно-аргиллизированным породам относятся алуинитизированные, каолинитизированные, опалитизированные породы, локализованные в действующих и разрушенных кратерах вулканов, а также на термальных площадках горячих источников. В кратерах вулканов встречаются также сероносные опалитизированные и каолинитизированные породы. Участки развития сольфатарно-аргиллизированных пород имеют площади до 3,5 км².

Характеристики гидротермально-метасоматически измененных пород на рудных объектах рассмотрены в гл. «Полезные ископаемые».

ТЕКТОНИКА

Территория листа N-57 расположена в переходной от континента к океану области северо-западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса и входит в Корякско-Камчатскую покровно-складчатую систему, объединяющую Приохотско-Укэлаятскую складчатую, Камчатско-Олюторскую покровно-складчатую и Курило-Южнокамчатскую складчато-блоковую зоны.

Акватория рассматриваемой территории принадлежит к Северо-Западно-Тихоокеанскому и Охотоморскому мегабассейнам, которые подразделяются на Восточно-Камчатский бассейн (континентально-склоново-шельфовый), бассейн Курило-Камчатского глубоководного желоба и Западно-Прикамчатский шельфовый бассейн. Важное значение в формировании структур территории имеют разрывные нарушения различного характера, направления и протяженности.

Следует отметить, что сложность и специфичность геологического строения Камчатки определили различные подходы к тектоническому районированию ее территории. Создано большое количество тектонических схем нередко с неоднозначной трактовкой границ и рангов различных структурных подразделений, а в ряде случаев с разным пониманием их природы и этапности формирования при тектоническом районировании [17, 143, 59, 19, 88].

За последние десятилетия было опубликовано большое количество работ, посвященных аккреционной тектонике Камчатки [39, 40, 118, 46, 40]. В 2000 г. была опубликована Тектоническая карта Охотоморского региона масштаба 1 : 2 500 000 (редакторы Н. А. Богданов, В. Е. Хаин), авторы которой также важное значение придают аккреционно-коллизийным процессам.

В геологических образованиях площади листа выделено четыре структурных яруса: домезозойский, нижнемеловой—нижнеэоценовый, среднеэоценовый—нижнемиоценовый, среднемиоценовый—четвертичный. Они разделены длительными перерывами в осадконакоплении и несогласиями, установленными или предполагаемыми по степени дислоцированности пород, резкому различию их состава, степени метаморфических преобразований.

Первый (домезозойский) структурный ярус вскрывается в современном срезе в приводораздельной части Срединного хребта и южной части Ганальского хребта. Он сложен метаморфическими образованиями колпаковской, камчатской и ганальской метаморфических серий и массивами мигматит-плагиигранитовой формации крутогоровского плутонического комплекса. Для его пород характерно блоковое строение, интенсивные пликативные и дизъюнктивные дислокации с образованием складок многих порядков. Преобладают изоклинальные структуры, многочисленны складки течения, характерна микроплойчатость. В образованиях яруса широко проявлены процессы мигматизации и гранитизации,

породы подвержены сильному разгнейсованию, сланцеватости, будинажу, метаморфизму нескольких этапов. Широко развиты диафториты, милониты, blasts-милониты. В гравитационном поле ярус характеризуется отрицательными значениями D_g в Срединном хребте и положительными в Ганальском хребте. Пониженные значения D_g соответствуют крупным массивам гранитоидов. Магнитное поле над образованиями яруса спокойное, слабоотрицательное. Мощность земной коры в пределах Срединного выступа, в соответствии с интерпретацией материалов МОВЗ–МТЗ, колеблется от 30 до 42 км, из которых на долю гранитно-метаморфического слоя приходится 30–34 км [325, 326].

Второй (нижнемеловой–нижнеэоценовой) структурный ярус. Породы второго яруса широко развиты в Срединном и Восточном хребтах. В нижней части яруса почти повсеместно развиты метаморфическая и тектоническая сланцеватость, обычно совпадающая с первичной слоистостью, интенсивное кварцевое и альбит-кварцевое прожилкование, будинаж пород, микроскладки течения. Породы нижней части разреза яруса регионально метаморфизованы в зеленосланцевой фации, локально (в низах разреза) — в эпидот-амфиболитовой фации, смяты в складки с падением пород на крыльях преимущественно $20\text{--}30^\circ$, крутые углы падения ($45\text{--}75^\circ$) пластов наблюдаются в зонах разрывных нарушений. Нижнюю часть разреза яруса слагают породы хейванской, химкинской, вахвинской, хозгонской, кунунской и квахонской свит, китильгинской, голубовской, киргуропской, ниже- и верхненикольской подтолщ. Верхнюю часть разреза яруса представляют породы ирунейской, кирганикской, хапицкой, тальниковской, дроздовской, станиславской свит, благовидовской и попутновской толщ ветловской серии, характеризующиеся весьма интенсивной дислоцированностью. Породы метаморфизованы преимущественно в цеолитовой фации, реже в зеленосланцевой, разбиты разрывными нарушениями на многочисленные блоки, смяты в крутые, нередко изоклинные складки с падением пород на крыльях до $60\text{--}75^\circ$. Широко развиты, особенно в хр. Кумроч, чешуйчато-надвиговые структуры, широкое распространение имеют тектонические терригенные и серпентинитовые меланжи. Наблюдаются и довольно часто зоны какиритизации. Пологие ($20\text{--}30^\circ$) углы падения пластов встречаются весьма редко в отдельных тектонических блоках, например, в хребтах Срединный, Тумрок.

Третий (среднеэоцен-нижнемиоценовой) структурный ярус залегает с резким угловым несогласием, с базальными конгломератами в основании на нижележащих породах. Породы яруса в различных зонах дислоцированы по-разному. В Западно-Камчатской зоне и в западной части Тюшевой зоны (Валагинский хребет) они дислоцированы с образованием пологих линейных складок с падением пород на крыльях $10\text{--}20^\circ$. В зонах разрывов и вблизи их углы падения пластов достигают $35\text{--}50^\circ$. В северо-западной части площади листа, в бассейне р. Прав. Рассошина, породы яруса разбиты разрывами северо-западного направления на узкие линейные блоки или смяты в крутые узкие линейные складки с падением пород на крыльях до 50° . В южной части листа образования яруса разбиты разнонаправленными разрывными нарушениями на многочисленные блоки, с падением пластов в них от 5 до 20° . На Кроноцком перешейке образования яруса интенсивно дислоцированы, смяты в складки, нередко опрокинутые на юго-восток, крылья складок зачастую сорваны нарушениями. Углы падения поверхностей срыва колеблются от 20 до $70\text{--}80^\circ$, плоскости падения их направлены

на северо-запад. На отдельных участках развиты надвиги, породы расчешуены, трещиноваты, с маломощными зонами терригенного тектонического меланжа, приуроченными к основанию чешуй. Слабо дислоцированы вулканогенные породы кубовской и козловской свит, они смяты в пологие складки с падением крыльев в основном до 10° .

Четвертый (среднемиоцен-четвертичный) структурный ярус залегает с угловым несогласием на всех нижних ярусах, разделен на два подъяруса: нижний (среднемиоцен-плиоценовый) и верхний (плиоцен-четвертичный).

В нижнем (среднемиоцен-плиоценовом) подъярусе туфогенно-осадочные отложения слабо дислоцированы, залегают субгоризонтально или смяты в пологие линейные складки, с падением пород на крыльях $5-10$, редко $20-25^\circ$. Покровные образования вулканических комплексов, как правило, залегают горизонтально и субгоризонтально на подстилающих породах и только вблизи зон разрывных нарушений падения пластов и потоков достигают $40-45^\circ$.

Верхний подъярус (плиоцен-четвертичный) сложен вулканогенными образованиями и рыхлыми отложениями. Породы подъяруса залегают горизонтально, а в пределах вулканических построек – периклинально.

В пределах акватории выделено три структурных яруса.

Второй (верхнемеловой–эоценовый) структурный ярус представлен терригенно-кремнисто-вулканогенными образованиями (акустический фундамент). Сведения о дислоцированности пород отсутствуют.

Третий ярус и нижний подъярус четвертого яруса объединены представлены эоценовыми базальтами (акустический фундамент), среднеэоцен-верхнемиоценовыми отложениями ольгинского сейсмокомплекса мощностью до 2000 м и эоценовыми осадочно-вулканогенными и вулканогенными образованиями кубовско-козловского сейсмокомплекса мощностью до 3500 м. О степени дислоцированности пород сведений нет.

Четвертый структурный ярус, верхний подъярус (плиоцен-четвертичный) представлен кроноцким и энемтенским сейсмокомплексами, залегающими горизонтально.

ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРЫ ТЕРРИТОРИИ

На площади листа выделены структуры первого и второго порядков. К структурам первого порядка отнесены прогибы, горст-антиклинории, Центрально-Камчатский рифт, наложенные вулканические пояса и зоны, Большерецкая плита, поднятия. К структурам второго порядка отнесены гранито-гнейсовые купола, горсты, грабены, вулкано-тектонические структуры (ВТС), впадины, поднятые блоки, выделенные по гравиметрическим данным, котловины.

Западно-Камчатский прогиб

Западно-Камчатский прогиб занимает западную равнинную часть территории листа и прилегающую акваторию Охотского моря. Максимальная ширина прогиба в пределах суши на севере достигает 64 км, минимальная на юге – 46 км. Прогиб сложен образованиями третьего и четвертого структурных ярусов. Отложения третьего (среднеэоценового–нижнемиоценового) структурного яруса залегают с угловым несогласием на меловых терригенных образованиях второго струк-

турного яруса, вскрытого скважинами на глубинах от 1660 до 2630 м. Третий структурный ярус несогласно перекрывается отложениями четвертого (среднемиоценового—четвертичного) структурного яруса. Максимальная мощность среднеэоценовых—плиоценовых осадочных отложений в прогибе, по данным бурения, составляет 2630 м [309, 149].

В пределах Западно-Камчатского прогиба по геологическим и геофизическим данным выделяются Хайрюзовский, Саичикский горсты и Ичинский, Колпаковский и Голыгинский грабены.

Ичинский и Колпаковский грабены, Хайрюзовский и Саичикский горсты расположены в северо-западной части площади листа. В поле силы тяжести им соответствуют одноименные аномальные зоны, для которых характерно четко выраженное чередование линейных положительных аномалий силы тяжести различной интенсивности, отражающих соответствующие складчатые структуры [143], т. е. горстам отвечают положительные аномальные зоны средней интенсивности, грабенам — слабые положительные аномалии. Все вышеуказанные грабены и горсты испытывают разворот с северо-западного и субмеридионального простираний на площади листа на северо-восточное севернее за его пределами.

Хайрюзовский горст — протяженная положительная структура субмеридионального простирания, в пределах рассматриваемой территории расположено его южное окончание. Общая протяженность его составляет 175 км при ширине до 65 км. Горст представляет собой серию антиклинальных и синклинальных зон, отраженных линейными максимумами силы тяжести разной интенсивности. В сводовых частях складок мощность палеоген-неогеновых отложений около 1500 м, на крыльях возрастает до 2000—2300 м. Горст разбит разрывными нарушениями на блоки. Для него характерно преобладание палеогеновых отложений. Более высокая степень дислоцированности их особенно четко проявлена в пределах широкой полосы в зоне сочленения с Ичинским грабеном. Углы падения пластов на крыльях складок составляют 15—20, редко 30—35°, при приближении к Ичинскому грабену достигают 45—75°. Породы разбиты на блоки протяженностью до первых десятков километров при ширине до 3—5 км. Складки смещены относительно друг друга по разрывам северо-западного направления. С востока Хайрюзовский горст перекрыт плиоцен-четвертичными вулканитами.

Соответствующая Хайрюзовскому горсту положительная аномальная зона имеет достаточно сложное внутреннее строение. Западная граница аномальной зоны отчетливо следует по линии повышенных горизонтальных градиентов. С востока очертания Хайрюзовской аномальной зоны имеют более сложную конфигурацию. Зона градиентов сильно деформирована, осложнена целым рядом локальных аномалий силы тяжести.

В магнитном поле горст практически не отражается.

Ичинский грабен представляет собой сложную структуру, состоящую из серии сопряженных антиклинальных и синклинальных зон, простирание которых изменяется от северо-западного в пределах площади листа на северо-восточное севернее за его пределами. В пределах площади листа грабен прослеживается на 125 км, при ширине до 40 км. Ичинскому грабену в поле силы тяжести соответствует одноименная слабоположительная зона. В континентальной части она имеет форму клина, заключенного между двумя положительными зонами большей интенсивности — Саичикской и Хайрюзовской (одноименные горсты). Ичинский

грабен прослеживается за пределы площади листа на север, где разворачивается вдоль береговой линии. Внутреннее строение этой зоны сложное. Здесь выделяется несколько линейно-вытянутых положительных аномалий различной интенсивности, которым соответствуют (в пределах площади листа) антиклинальные и синклинальные зоны. Их протяженность составляет 50–75 км, ширина 10–15 км. Они ограничены разломами, проявленными, видимо, в складчатом основании, о чем свидетельствуют линейные гравитационные ступени по их границам.

Амплитуды перемещения по разломам относительно кровли меловых пород достигают 2,5 км, относительно верхнеэоценовых–нижнемиоценовых отложений 1,5 км. Для грабена характерна наибольшая мощность среднемиоценовой–нижнеэоценовой части осадочных пород (до 1,7 км) [309]. В осевых частях антиклинальных зон вскрываются более древние палеогеновые породы, в синклинальных зонах – неогеновые отложения. Судя по данным сейсморазведки и бурения, складчатый фундамент представлен здесь меловыми терригенными отложениями, которые на поверхности не вскрываются.

Саичикский горст разделяет Ичинский и Колпаковский грабены. На территории листа он имеет северо-западное простирание и занимает незначительную площадь ($50 \times 25 \text{ км}^2$). Основная его часть расположена в акватории Охотского моря, где он простирается вдоль береговой линии. Ограничения Саичикского горста тектонические, что отчетливо фиксируется узкими линейными зонами повышенных горизонтальных градиентов Δg . Саичикский горст на дневной поверхности и на глубине (до уровня верхнемелового основания) прослеживается по системе горст-антиклинальных складок, ориентированных в субмеридиональном направлении. В зоне Крутогоровского разлома их расположение кулисообразное. Поверхность верхнемеловых пород в сводах положительных структур находится на глубинах 1000–2000 м, в погруженных частях глубина их достигает 3000 м. Горст пересекается Крутогоровским разломом. Северо-восточное крыло горста приподнято по этому разлому относительно юго-западного. На северо-восточном крыле расположены узкие антиклинальные зоны северо-западного простирания. Падение пород на крыльях структур колеблется от 20 до 40°, в приразломных частях – 50–60°. Магнитное поле на площади Саичикского горста малодифференцированное, слабоотрицательное, вдоль Крутогоровского глубинного разлома наблюдаются слабopоложительного значения $m\text{Э}$. Гравитационное поле положительное с максимумами силы тяжести, располагающимися в юго-западной части горста относительно Крутогоровского разлома.

Колпаковский грабен расположен южнее Саичикского горста. На юг он простирается до Большерецкой плиты, а на востоке граничит с Приохотско-Укэляятской складчатой зоной (западное обрамление Срединно-Камчатского массива). Меловое основание грабена имеет четко выраженное блоковое строение. Структурный план по комплексам пород различный, в нижних горизонтах пород он более сложный, и локальные структуры, находящиеся на глубине, могут не повторяться или слабо проявляться в вышележащих отложениях. В Колпаковском грабене выделяются антиклинальные и синклинальные зоны, которым в гравитационном поле соответствуют положительные и отрицательные аномалии. Глубина залегания складчатого основания в южной части грабена составляет 2500 м, в северо-западной – 1330 м, в юго-восточной 2313 м. Для Колпаковского грабена характерно слабopоложительное гравитационное поле, осложненное двумя гра-

витационными минимумами. Магнитное поле слабоотрицательное с локальными, слабоположительными аномалиями, тяготеющими к бортам грабена и частично – к зонам положительных локальных структур.

Большерецкая плита занимает территорию западной части площади и простирается от р. Коль (южная граница Кольского грабена) до устьевой части р. Опала, где граничит с Гольгинским грабеном. На востоке плита соприкасается по глубинному разлому, четко отраженному в гравитационном поле, со Срединно-Камчатским горст-антиклинорием. На западе Большерецкая плита продолжается под водами Охотского моря.

Геолого-геофизические данные скудны и не позволяют дать полную характеристику строения Большерецкой плиты. Здесь пройдено несколько сейсмических профилей КМПВ и выполнен небольшой объем бурения. Данные этих работ позволяют судить, что плита характеризуется двухъярусным строением. На юге пройден Большерецкий профиль КМПВ, на котором выделены две сейсмические границы со скоростями 2,2 и 5,0–5,2 км/с. Первая скорость соответствует кровле третичных отложений, вторая – поверхности фундамента. Мощность отложений чехла, представленного породами ильинской, какертской, этолонской, эрмановской и энемтенской свит, по профилю изменяется от 200 м на востоке до 600 м на западе. В районе Усть-Большерецка на одноименном гравитационном максимуме пройдена скважина, которая вскрыла на глубине 534 м амфиболизированные габбро, представляющие докайнозойский фундамент.

В среднем течении рек Кихчик, Пымта в составе чехла участвуют породы ильинской, какертской, этолонской, эрмановской и энемтенской свит, общая мощность которых составляет 1100 м.

Гравитационное поле Большерецкой плиты (Большерецкая аномальная зона) отличается спокойным характером, что свойственно платформенным областям. Здесь установлены отдельные локальные аномалии силы тяжести, которые имеют неправильную или изометричную форму, характеризуются небольшими градиентами. Максимумы с относительно высокими значениями Δg обусловлены интрузиями основного состава в фундаменте. Более крупные положительные аномалии отождествляются с блоковыми поднятиями фундамента.

Гольгинский грабен простирается от долины р. Плотникова на севере до р. Озерная на юге на расстояние 80 км при ширине 30–40 км. Западная граница грабена следует по погружению поверхности докайнозойского основания, которое в пределах Большерецкой плиты находится на глубине 0,5–1 км, а в грабене опускается до 3,5–4 км. Восточная граница имеет тектонический характер, что подтверждается резкой гравитационной ступенью и резким ступенчатообразным подъемом поверхности докайнозойского основания в бассейне р. Саван (Саванский профиль КМПВ). На восточном борту грабена сейсморазведочными работами установлены разрывы, вертикальная амплитуда перемещения по которым составляет 700–800 м.

Гольгинский грабен сложен главным образом образованиями третьего яруса и нижнего подъяруса четвертого яруса. Присутствие палеоцен-эоценовых слоев в прогибе проблематично, т. к. буровыми работами на глубине 3500 м, близкой к фундаменту, вскрыты отложения гакхинской свиты. Гравиметрической съемкой масштаба 1 : 50 000 и поисковыми работами МОВ в грабене установлены много-

численные локальные антиклинальные складки [143]. Гравитационное поле над прогибом слабopоложительное. В северо-западной его части и на юго-западе выделяются локальные максимумы изометричной формы диаметром 8–10 км, по-видимому, связанные или с интрузиями основного состава, или с телами эффузивов базальтового состава. Магнитное поле Гольгинского прогиба слабopоложительное. Магнитные аномалии слабой интенсивности совпадают с гравитационными максимумами.

Срединно-Камчатский горст-антиклинорий

Простирается в меридиональном направлении от р. Плотникова на юге до р. Ича на севере на расстояние 250–260 км, максимальная ширина его 60–65 км. В его строении, помимо метаморфических пород комплекса основания, участвуют терригенные и вулканогенные породы мелового возраста, слагающие западное и восточное крылья горст-антиклинория. Поперечный профиль горст-антиклинория асимметричный. Западная часть представлена более полно, ширина полосы терригенных меловых пород здесь достигает 35–38 км, восточная часть сложена терригенными и вулканогенными меловыми породами, ширина выхода которых колеблется от 5 до 15 км. Меловые терригенные породы смяты в мелкие складки преимущественно северо-западного, а на отдельных участках (бассейн р. Сред. Воровская) – субширотного простирания. Падение крыльев складок колеблется от 20 до 40°. В бассейне р. Сред. Воровская широко развиты мелкие разноориентированные складки с размахом крыльев от первых десятков метров до 1–1,5 км. Гравитационное поле западного крыла горст-антиклинория характеризуется повышенными значениями поля силы тяжести, пониженные значения соответствуют массивам гранитоидов. Магнитное поле слабоотрицательное, до нулевых значений. Гравитационное поле восточного крыла, где оно сложено терригенными породами, слабopоложительное. Вулканогенным породам (кирганикская и ирунейская свиты) соответствует единая положительная аномальная зона с относительно высокими значениями Δg . В магнитном поле выделяются положительные аномалии, положение которых соответствует интрузивным телам.

На юге меловые осадочные породы постепенно погружаются и образуют пеклиналиное замыкание. Здесь они смяты в мелкие крутые складки, кроме того, наблюдаются сланцеватость, микроплойчатость и будинаж. Падение крыльев складок в основном 20–30, реже 40–50 и еще реже 70–75°. Поле силы тяжести характеризуется слабopоложительными значениями Δg , магнитное поле слабоотрицательное, до нулевых значений.

Горстовая природа структуры подчеркивается протяженными глубинными разломами, ограничивающими с востока (Шаромский разлом), с запада (Воровской разлом) и с юга (Квинумский разлом) метаморфические образования комплекса основания. Метаморфические породы характеризуются спокойным отрицательным магнитным полем с отдельными положительными аномалиями над выходом гранитоидных интрузий. Гравитационное поле знакопеременное с преобладанием отрицательных значений Δg . Усиление отрицательного эффекта происходит за счет гранитизации разреза и соответственно его разуплотнения. Наиболее низкие значения Δg характерны для наиболее метаморфизованных пород

колпаковской и камчатской метаморфических серий, а также прорывающих их раннемеловых гранито-гнейсов и позднемеловых гранитоидов. В связи с этим гравитационное поле на таких участках обусловлено процессами ультраметаморфизма и мигматизации, создавшими своеобразные структуры земной коры – гранито-гнейсовые купола, которые являются характерными структурными формами кристаллического массива. В структуре гравитационного поля положение гранито-гнейсовых куполов фиксируется характерными минимумами силы тяжести высокой интенсивности изометричной формы или близкой к ней.

Хангарский гранито-гнейсовый купол в плане имеет почти изометричную форму диаметром 30–40 км. Ядро купола осложнено Хангарской вулкано-тектонической структурой. Приядерная часть купола сложена гнейсогранитами, мигматитами, мигматизированными плагиогнейсами, сменяющимися к периферийной части плагиогнейсами, микрогнейсами и кристаллическими сланцами, с падением плоскостных структурных элементов в сторону центра. В целом сланцеватость субпараллельна слоистости, за исключением отдельных участков, где угол между сланцеватостью и слоистостью достигает 40°. Складчатые структуры приядерной части купола очень сложны, с интенсивно проявленными процессами мигматизации и гранитизации. В поле силы тяжести Хангарский гранито-гнейсовый купол характеризуется почти изометричной в плане интенсивной отрицательной аномалией [143].

В самом центре Хангарского гранито-гнейсового купола находится неотектоническая структура – кальдера четвертичного вулкана Хангар. Эта вулкано-тектоническая структура представляет собой овал с субмеридиональной ориентировкой. Глубина проседания внутрикальдерного блока составляет 1,7–2,0 км. В центре этой структуры располагается главный вулканический аппарат, вершина которого снесена взрывом с образованием кратерной воронки. К Хангарской вулкано-тектонической структуре приурочены наибольшие значения гравитационного минимума. Это обусловлено как большой мощностью гранитоидов в ядре гранито-гнейсового купола, так и дефицитом массы в его кальдерной части.

Шанучский гранито-гнейсовый купол, расположенный в северо-западной части площади листа (междуречье Шануч–Ича–Химка), имеет значительно меньшие размеры (20 × 25 км) по сравнению с Хангарским куполом. Ядро его сложено массивом гнейсо-гранитов, кристаллическими сланцами камчатской метаморфической серии с четко выраженным периклинальным залеганием. Преобладающие углы падений 20–30°, в периферийной части – до 40–45°. Западная часть Шанучского купола сложена относительно крупным массивом гранитоидов кольского плутонического комплекса. В гравитационном поле купол выделяется слегка обособленным полем с пониженными значениями Δg .

Лунтосский гранито-гнейсовый купол имеет овальную форму (25 × 35 км), вытянутую в меридиональном направлении. Он расположен в верховьях рек Лунтос, Лев. Коль, Сред. и Прав. Воровская и Юртиная. Купол сложен мигматизированными породами колпаковской метаморфической серии совместно с гранитоидными интрузиями крутогоровского и кольского плутонических комплексов. Ядро купола фиксируется отрицательной аномалией Δg .

Пымтинский гранито-гнейсовый купол расположен в южной части горст-антиклинория и также выражен минимумом силы тяжести изомет-

ричной формы. Ядро купола сложено анатектоидными гранитоидами (гранитами, плагиогранито-гнейсами, мигматитами), которые к периферии сменяются кристаллическими сланцами, затем филлитами, метапесчаниками и метаалевролитами хейванской свиты.

Центрально-Камчатский рифт

Простирается в северо-восточном направлении от устья р. Банная (левый приток р. Плотникова) на юго-западе до северной рамки листа на северо-востоке. С северо-запада и юго-востока рифт ограничен разломами. Наиболее четко выражен юго-восточный разлом, который является «нынеживущим», что особенно хорошо устанавливается по круто обрывающимся западным склонам Восточного хребта, где на отдельных участках довольно четко трассируется ров, пересекающий рыхлые четвертичные отложения, а у западного подножия хр. Кумроч этот разлом смещает голоценовые конусы выноса. В плане рифт имеет форму клина, ориентированного острием на юго-запад. Юго-восточная часть рифта как в прошлом, так и в настоящее время наиболее активна. Здесь расположены действующие вулканы Ключевской группы, потухшие вулканы Шиш (расположен на плече рифта), Николка, вулканы горы Оленья, р. Яковская и горы Дол, и далее на южном окончании, где на разлом, который протягивается от замыкания рифта до акватории Охотского моря, «насажены» вулканы Бол. Ипелька, Малая Ипелька и Иголки*.

Все структуры, характеризующие строение Центрально-Камчатского рифта, установлены на основании анализа комплекса геофизических данных. Выделены Хавывенское поднятие и впадины: Хапицкая, Козыревская, Долиновская и Крапивнинский блок. В поле силы тяжести структурам депрессии отвечают контрастные аномалии, знак которых находится в прямом соответствии со знаком структур, т. е. впадинам соответствуют отрицательные, а поднятиям положительные гравитационные аномалии. Четкие ограничения аномалий в виде интенсивных гравитационных ступеней предполагают тектонические границы впадин и поднятых блоков.

Хавывенское поднятие выделено по гравиметрическим данным. На площади листа, в северной его части, расположено южное окончание этой структуры, которое отождествляется с погребенным поднятием общей протяженностью около 500 км при ширине до 40 км, протягивающееся от одноименной возвышенности, расположенной на севере, до вулкана Николка на юге. В гравитационном поле Хавывенскому поднятию соответствует мощная линейная положительная аномальная зона, ограниченная гравитационными ступенями. Особенно интенсивно эта ступень выражена с западной стороны поднятия, где она является фрагментом Центрально-Камчатской линейной зоны повышенных градиентов силы тяжести, прослеживающейся в северо-восточном направлении вплоть до Хавывенской возвышенности, сложенной метаморфическими породами зеленосланцевой и амфиболитовой фаций с телами гипербазитов и базитов проблематичного возраста [143]. Полю аномальной зоны силы тяжести соответствуют и положительные магнитные аномалии. По расчетам А. П. Портнова объекты, вызывающие положительные магнитные аномалии, расположены на глубинах 6–8 км и сложены, вероятно, гипербазитами.

* Подробнее см. характеристику Толбачикско-Ключевской рифтогенной вулканической зоны.

Расчеты на примере Хавывенской возвышенности показывают, что погребенное поднятие сложено, вероятно, мантийными породами с плотностью 3,3–3,4 г/см³.

Долиновская впадина расположена к западу от Хавывенского погребенного поднятия, на западе граничит с образованиями Центрально-Камчатского вулканического пояса, на северо-востоке — с Крапивнинским блоком.

Долиновская впадина, вытянутая в северо-восточном направлении (75 × 30 км), по данным бурения, выполнена четвертичными молассовыми отложениями (500 м), слабоуплотненными неогеновыми алевролитами, глинами с прослоями бурых углей (530 м) и переслаиванием палеогеновых туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов с прослоями туфогравелитов и туфоконгломератов (700 м). Впадина имеет асимметричное строение. После Козыревского разлома в восточном направлении до Центрально-Камчатского разлома фиксируется поднятие поверхности складчатого основания с глубин 5–4,5 до 2 км. Восточнее Центрально-Камчатского разлома наблюдается подъем границы фундамента от 2 км до 1000–900 м. Далее на восток поверхность основания субгоризонтальная.

Характерным является постепенное увеличение граничной скорости основания от 4,5–4,6 км/с в осевой зоне впадины до 4,8–5,3 км/с на ее бортах. Изменение граничной скорости сопровождается изменением магнитного поля от отрицательного до интенсивно положительного. Максимальная мощность осадков в пределах впадины оценивается в 4,5–5 км. На юге впадина ограничена интенсивными гравитационными максимумами.

Козыревская впадина располагается между Хавывенским погребенным поднятием и Крапивнинским блоком (максимумом). Она, как и Долиновская впадина, вытянута в северо-восточном направлении, за пределы площади листа, размеры ее 50 × 25 км. Мощность отложений, выполняющих впадину, достигает 6 км, на такой глубине прослеживается сейсмическая граница с $V_r = 4,9–5,5$ км/с, отождествляемая с поверхностью основания впадины.

Хапицкая впадина расположена между Ключевской группой вулканов и хр. Кумроч, размеры ее 75 × 40 км. Она пересечена профилем ГСЗ [113]. В районе Хапицкой впадины были отмечены сейсмические границы с $V_r = 5,4$ км/с (поверхность складчатого основания) на глубине 5 км и с $V_r = 6,2$ км/с на глубине 7 км. По расчетным гравиметрическим данным мощность осадков в Хапицкой впадине достигает 3,5 км. В осадочном чехле также фиксируются отдельные сейсмические границы. По аналогии с Долиновской впадиной можно предполагать, что впадина выполнена палеогеновыми—неогеновыми отложениями.

Крапивнинский блок в гравитационном поле отражен максимумом прямолинейных очертаний, что свидетельствует о его тектонических границах. Его размеры 45 × 35 км. По данным КМПВ, в пределах Крапивнинского максимума отчетливо устанавливается самая глубокая преломляющая граница с $V_r = 6,4$ км/с, которую принято считать кровлей гранитно-метаморфического слоя. Неглубокое залегание метаморфического фундамента, относительно невысокий уровень гравитационного максимума по сравнению с уровнем поля Хавывенского поднятия позволяют предполагать, что Крапивнинский блок представляет собой остаток массива, сложенного метаморфическими породами, близкими по составу к породам Срединного хребта [143].

Восточно-Камчатский горст-антиклинорий

Является протяженной структурой, прослеживающейся вдоль юго-восточного борта Центрально-Камчатского рифта далеко за пределы площади листа. В пределах территории листа протяженность горст-антиклинория составляет 380–400 км, при максимальной ширине на юге 130 км, на севере – до 60 км. Большая часть горст-антиклинория, начиная от широты р. Адриановка и до р. Авача, перекрыта неоген-четвертичными вулканитами и среднеэоцен-миоценовыми отложениями Тюшевского наложенного прогиба. Поперечный профиль горст-антиклинория асимметричный. В крайней западной части он представлен горстом, круто обрывающимся к Центрально-Камчатскому рифту, и восточным крылом. Горст сложен меловыми и позднемеловыми–палеоценовыми терригенными и кремнисто-вулканогенными образованиями, восточное крыло – палеоценовыми–раннеэоценовыми отложениями. Наиболее интенсивно дислоцированы породы ветловской серии, станиславской и дроздовской свит, слагающие восточное крыло и вулканогенные образования хапицкой свиты и попутновской толщи, участвующие в строении горста. Они разбиты многочисленными разрывными нарушениями на блоки, расчешены надвигами, в них присутствуют обширные зоны полимиктового терригенного и серпентинитового меланжей, зоны какиритизации. Углы падения пластов пород, как правило, составляют 60–75°, реже 40–50°, многочисленные мелкие складки, нередко изоклинальные, имеют юго-восточную вергентность.

Горст-антиклинорий состоит из отдельных крупных тектонических блоков, характеризующихся различным тектоническим строением.*

Петропавловский блок расположен на северном побережье Авачинской губы и в районе г. Елизово, протягиваясь в северо-западном направлении на расстояние 50–55 км при ширине от 8 до 15 км. Меловые породы нижне- и верхненикольской подтолщ разбиты крутопадающими разрывными нарушениями на многочисленные блоки и смяты в крутые складки. Амплитуда перемещения блоков относительно друг друга достигает 1500 м. Интенсивная дислоцированность пород объясняется расположением их в пределах Малкинско-Петропавловской зоны поперечных дислокаций. Магнитное поле пород блока характеризуется отрицательными значениями ΔT_a . На карте локальных аномалий силы тяжести они образуют цепь максимумов.

Ганальский горст входит в состав Восточно-Камчатского горст-антиклинория. Он представляет собой фрагмент метаморфических образований комплекса основания (выступы метаморфического фундамента) и расположен в южной части одноименного хребта. Его слагают кристаллические породы раннемеловой стеновой серии и ганальской метаморфической серии, в составе последней выделены метаформации амфиболитов и амфиболитовых сланцев; слюдяных плагиогнейсов; амфиболитов и пироксеновых плагиогнейсов. Ганальский горст имеет размеры 40 × 25 км и ориентирован длинной осью на северо-запад. Породы горста в связи с составом пород и высокой их плотностью ($\sigma_{cp} = 2,88$) довольно резко выделяется высоким уровнем поля Δg среди осадочных и вулканогенных пород мелового воз-

* На тектонической схеме блоки не показаны.

раста, слагающих Восточный хребет. Практически со всех сторон горст ограничен резкими градиентными зонами, отвечающими установленным разломам. Магнитное поле его напряженное отрицательное, положительные аномалии вызываются выходами интрузивных пород. Гнейсы и кристаллические сланцы разбиты разрывами на многочисленные блоки, в некоторых из них сохранились фрагменты складок северо-западного простирания. Кроме того, породы горста прорваны многочисленными интрузиями кислого и основного состава. В гравитационном и магнитном полях хорошо выражен габброноритовый массив горы Юрчик. Породы Ганальского горста во многом схожи с метаморфическими образованиями расположенной севернее за пределами листа Хавывенской возвышенности, однако интенсивность аномалии силы тяжести их значительно меньше.

Валагинский блок прослеживается от верховьев р. Денохонок до долины р. Китильгина. Он сложен терригенными породами вахвинской свиты, согласно перекрытыми вулканогенными образованиями китильгинской толщи, затем терригенными отложениями тальниковской свиты. Они смяты в складки с падением пород на крыльях 30–50, реже до 70–75°. В гравитационном поле породы Валагинского блока характеризуются положительными значениями Δg , а в магнитном поле им соответствуют слабоотрицательные значения $m\text{Э}$.

Кроме того, в пределах горст-антиклинория выделяются блоки, имеющие относительно простое тектоническое строение. К ним относятся Кижиченокский, Голубовский, Адриановский и Южно-Кумрочский. Кижиченокский блок расположен в Ганальском хребте, в верховьях рек Кижиченок и Стеновая. Породы в блоке сложены в пологую антиклиналь меридионального простирания. Протяженность ее 25 км, размах крыльев 7–10 км, углы падения пород на крыльях 10–20°. В ядре структуры залегают терригенные породы кижиченокской свиты, на крыльях – вулканогенные образования киргуропской толщи. В поле силы тяжести породы, слагающие складку, отражены слабоположительной аномалией, магнитное поле слабоотрицательное.

Аналогичное строение имеет Голубовский блок, расположенный между Кроноцким озером и долиной р. Прав. Шапина. Здесь породы голубовской толщи смяты в пологую антиклинальную складку субмеридионального простирания. Протяженность ее 25 км, размах крыльев 12–15 км, падение пород на крыльях пологое и составляет в основном 15–25°. Магнитное поле пород блока отрицательное средней интенсивности, гравитационное поле положительное и согласуется с площадью распространения пород голубовской толщи.

В Адриановском блоке, расположенном в среднем течении р. Адриановка, терригенные породы вахвинской свиты слагают антиклиналь северо-восточного простирания. Протяженность ее 12–15 км, размах крыльев 5–6 км, падение пород на крыльях 20–30, редко до 45°. Гравитационное поле пород положительное, и контуры аномалии совпадают с площадью распространения отложений вахвинской свиты, магнитное поле отрицательное со средними значениями $m\text{Э}$.

Южно-Кумрочский блок расположен западнее горы Шиш, в междуречье Бол. Хапица–Тополовая. Протяженность его 35 км, максимальная ширина на юге 15 км, в северном направлении он выклинивается.

Блок сложен полого залегающими (10–20°) вулканогенными породами китильгинской толщи, согласно перекрытыми терригенными отложениями тальниковс-

кой свиты. В поле силы тяжести блоку соответствует гравитационный максимум, в магнитном поле над ним фиксируется довольно интенсивная отрицательная аномалия $m\mathcal{E}$.

Тюшевский (наложенный) прогиб

В пределах суши хорошо выделяются юго-восточная и северо-западная части прогиба.

Северо-западная часть вскрывается в Валагинском хребте и в хр. Широкий. В ее строении принимают участие залегающие несогласно на подстилающих образованиях среднеэоценовые—плиоценовые осадочные и вулканогенно-осадочные образования. Породы смяты в основном в пологие брахискладки с падением крыльев до $25\text{--}30^\circ$. Интенсивность складчатости нарастает в юго-восточном направлении, и уже в долине р. Лев. Жупанова породы сложно дислоцированы, разбиты вертикальными разрывами, будинированы. Максимальная мощность разреза на северо-западном крыле $4000\text{--}4500$ м. Центральная часть прогиба перекрыта четвертичными вулканитами. Юго-восточная часть обнажена на Кроноцком перешейке. Мощность отложений, степень и характер пликативных и дизъюнктивных дислокаций здесь также различные. В северо-западной части перешейка мощность отложений $5000\text{--}5200$ м, в центральной — 2500 м и в восточной — $1100\text{--}1200$ м. Здесь туфогенно-осадочные отложения прогиба несогласно залегают на породах козловской свиты. Они смяты в пологие брахискладки с падением пластов на крыльях от $5\text{--}10$ до $15\text{--}20^\circ$. Разрывные нарушения редки, они вертикальные, и перемещения по ним незначительны. В северо-западном направлении степень дислоцированности пород нарастает, углы падения пластов достигают $60\text{--}75^\circ$, они смяты в крутые, нередко опрокинутые складки юго-восточной вергентности, наблюдаются надвиги, сопровождающиеся маломощными зонами меланжей. Наиболее интенсивной складчатости подверглись породы, слагающие центральную часть прогиба, где мощность их разреза максимальна — $5000\text{--}5200$ м. Они находятся в аллохтонном залегании относительно пород горбушинской толщи, и границей раздела между ними служит надвиг Гречишкина.

Магнитное поле над вскрытыми частями Тюшевского прогиба знакопеременное и характеризуется слабopоложительными и слабopрицательными значениями $m\mathcal{E}$. Локальные изометричные слабopоложительные значения $m\mathcal{E}$ фиксируются над субвулканическими телами и полями эффузивов. Гравитационное поле слабopоложительное и незначительно повышается в местах развития субвулканических тел и вблизи выходов мел-палеогеновых образований. На Кроноцком перешейке на гравитационное поле прогиба существенное влияние оказывает региональный фон [143].

В акватории Восточно-Камчатского бассейна Тюшевский прогиб прослеживается в Авачинском и Кроноцком заливах. В Авачинском заливе прогиб имеет меридиональное направление и по разломам граничит с Малокурильским (на западе) и Шипунским (на востоке) поднятиями. В Кроноцком заливе прогиб имеет северо-западное простирание и занимает промежуточное положение между Шипунским и Кроноцким поднятиями. Границы с ними также по разломам северо-западного направления. Сложен прогиб среднеэоцен-миоценовыми осадочными отложениями ольгинского сейсмокомплекса, мощностью до 2000 м [100]. Наибо-

лее прогнутые части дна акватории образуют Авачинскую и Кроноцкую котловины, которые наложены на Тюшевский прогиб и Кроноцкое поднятие. Котловины заполнены плиоценовыми—четвертичными отложениями кроноцкого сейсмокомплекса, залегающими горизонтально и имеющими максимальную мощность до 1500 м [100].

Горст-антиклинорий Восточных полуостровов

Горст-антиклинорий полуостровов Шипунский и Кроноцкий с западной и северо-западной стороны граничит с Тюшевским наложенным прогибом. В континентальной части он орографически выражен полуостровами Шипунский и Кроноцкий, а в акватории — Шипунским и Кроноцким поднятиями. Между полуостровами в него заливообразно на расстоянии 50–60 км «вклинивается» Тюшевский прогиб.

В южной части горст-антиклинорий выражен горными сооружениями левого бережья р. Вахиль и Шипунского полуострова. В гравитационном поле ему соответствует Шипунский максимум, ограниченный четко выраженными зонами повышенных градиентов [369]. Магнитное поле дифференцированное, преимущественно положительное. В строении горст-антиклинория здесь принимают участие среднеэоценовые вулканогенные образования кубовской и козловской свит, прорванные субвулканическими телами и интрузиями шипунского габбро-гранодиоритового комплекса. Породы свит разбиты на блоки, смяты в относительно пологие складки с размахом крыльев 1–2 км и падением пород на них в основном 20–40°, редко в зонах разрывов или вблизи их до 70–80°.

На Кроноцком полуострове горст-антиклинорий, представленный северо-западным крылом, сложен эоценовыми вулканогенными образованиями кубовской и козловской свит, прорванными субвулканическими телами долеритов, габбро-долеритов, габбро. Ширина крыла 25–30 км. Оно полого (10–15°) наклонено к северо-западу, и лишь в присводовой части углы падения пород резко возрастают до 70–80°. Породы разбиты крутопадающими разрывами северо-восточного, северо-западного и широтного направлений. Амплитуды перемещения по ним до первых сотен метров. В акваториальной части Кроноцкое и Шипунское поднятия сложены породами кубовско-козловского сейсмокомплекса, представленными туфами, гиалокластитами, конгломератами, общей мощностью не менее 3500 м.

В центральной части полуострова выделяется локальная аномалия силы тяжести северо-западного простирания, которая может отражать относительное поднятие верхнемеловых вулканогенных образований. Магнитное поле в основном положительное, различной интенсивности, скорее всего вызванное нескрытыми крупными телами габброидов.

НАЛОЖЕННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И ЗОНЫ

Образования Центрально-Камчатского (ЦКВП), Восточно-Камчатского (ВКВП), Южно-Камчатского (ЮКВП) поясов и Толбачикско-Ключевская рифтогенная вулканическая зона занимают значительную территорию и представляют собой по отношению к фундаменту дискордантные структуры.

Центрально-Камчатский вулканический пояс

Образования ЦКВП распространены в Срединном хребте. Они хорошо сохранились на площади от широты р. Облуковина до северной рамки листа. Южнее широты р. Облуковина небольшими фрагментами сохранились лишь отложения покровных фаций и интрузивные образования (лавкинский комплекс гранодиоритовый). Горные породы пояса полностью слагают четвертый (среднемиоценовый–четвертичный) структурный ярус. Они залегают несогласно на подстилающих образованиях и характеризуются слабой дислоцированностью, пласты обломочных пород и потоки эффузивов залегают субгоризонтально или смяты в пологие складки с падением пород на крыльях 5–10, редко до 20–25°.

Гравитационное поле пояса регионально отрицательное, так как вулканический пояс представляет собой горное сооружение, и плотность его пород, исходя из их физических свойств, явно меньше плотности промежуточного слоя (в пересчете на объем плотность вулкаников пояса – 2,5 г/см³, плотность промежуточного слоя – 2,67 г/см³), соответственно в региональном плане площадям распространения вулкаников пояса будет отвечать минимум силы тяжести интенсивностью в 15–20 мГал [143]. В целом гравитационное поле пояса отличается сложностью внутреннего строения. Ориентировка аномалий самая разнообразная. На фоне этой пестрой картины выделяется ряд положительных аномалий, которые на дневной поверхности отвечают наиболее древним образованиям пояса или поднятым блокам фундамента. Цепочка этих положительных аномалий выстраивается в северо-восточном направлении. Часть положительных аномалий силы тяжести явно обусловлена интрузиями миоценовых гранитоидов.

В поле силы тяжести довольно хорошо отражаются некоторые вулканотектонические структуры (ВТС), для которых характерны максимумы силы тяжести в центральной части структур, отражающие как поднятие фундамента, так и насыщение его интрузивными и субвулканическими образованиями. Максимумы нередко окружены отрицательными аномалиями. Нередко разломы, ограничивающие ВТС, хорошо отражаются в магнитном поле. Хорошо выделяются в гравитационном поле ВТС депрессионного типа (Кирганикская, Кимитинская и др.). Эти структуры характеризуются глубокими минимумами силы тяжести овальной формы. Кирганикская структура полностью выполнена позднемиоценовыми вулканиками с прорывающими их гранитоидами, обрамление ее сложено породами ирунейской и кирганикской свит. Разность плотностных характеристик образований, выполняющих структуру, и образований, составляющих ее обрамление ($\Delta\sigma = 0,2–0,25$ г/см³), определяют интенсивность минимума силы тяжести. Кимитинская структура сложена главным образом вулканиками кислого состава.

Сухариковская ВТС сложена разновозрастными вулканиками от среднемиоценовых до голоценовых. Четвертичные вулканики широко распространены в пределах структуры и закрывают почти сплошь ее северо-восточную часть. Структура хорошо отражена в поле силы тяжести в виде овального минимума. Она окружена серией дугообразных разломов, особенно отчетливо они различаются на юго-восточном фланге. К дугообразным разломам приурочены выходы интрузии гранитоидов лавкинского комплекса. Северо-Козыревская ВТС образована среднемиоценовыми–раннечетвертичными вулканиками. В структурном плане она представляет собой горст, к центральной части которого приурочены два вулкана: Одыюкский и Ираканский. Вулканики прорваны небольшими телами диоритов.

В гравитационном поле ВТС отражена двумя локальными положительными аномалиями силы тяжести. Северо-западный край структуры ограничен магнитной и гравитационной аномалией отрицательного знака, а с востока — крупным положительным максимумом силы тяжести. Здесь же следится положительная магнитная аномалия.

Остальные ВТС пояса в поле силы тяжести характерного выражения не имеют или отражаются фрагментами.

Магнитное поле Центрально-Камчатского вулканического пояса знакопеременное средней интенсивности. Положительные значения $m\Delta$ вызывают тела интрузий и эффузивы основного и среднего состава, отрицательные значения $m\Delta$ отражают поля кислых эффузивов и толщи кислой пирокластики.

Восточно-Камчатский вулканический пояс

Восточно-Камчатский вулканический пояс прослеживается от северной рамки листа до долины р. Авача на юге. Образованиями ВКВП частично сложен нижний подъярус и полностью верхний подъярус четвертого яруса. Основания пояса слагают вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования шапинского и тумрокского вулканических комплексов, являющихся фундаментом четвертичных вулканов, большая часть которых активна и в настоящее время. В структурном отношении вулканический пояс представляет собой грабен, северо-западным ограничением которого является система нарушений северо-восточного направления, совпадающая с долиной р. Лев. Жупанова, а на юге — разлом, совпадающий с долиной р. Авача и служащий границей с Южно-Камчатским вулканическим поясом. Грабен осложняет структуру Тюшевского наложенного прогиба, занимая значительную его часть. Внутренняя структура вулканического пояса предопределена глубинным разломом северо-восточного простирания, совпадающим с цепью вулкано-тектонических депрессий и кальдер.

В целом пояс можно рассматривать как совокупность крупных вулканических групп, вытягивающихся вдоль глубинного разлома. Каждая из этих групп, например, Карымско-Семячическая, Большесемячическая, Узон-Гейзерная, Крашенинниковская, Кроноцкая и др., имеют диаметр от 40 до 60 км, состоит из стратовулканов и представляет собой центр длительной эндогенной активности. Они отделены друг от друга малоамплитудными разрывами северо-западного простирания. Авачинско-Корякская группа протягивается в северо-западном направлении на 40–45 км. Центры вулканов этой группы проецируются на северную тектоническую границу Авачинского грабена. Структурами более мелкого порядка, осложняющими постройки, являются кальдеры и вулкано-тектонические депрессии. Такие отрицательные структуры, как Узон-Гейзерная, Малосемячическая, формировались в несколько этапов. Они имеют более значительные параметры, чем кальдеры Крашенинникова или Карымская.

В гравитационном поле весьма четко отрисовываются кальдеры резкими минимумами овальной или кольцевой формы. Дефицит плотности отложений, vyplняющих кальдеры (игнимбриты, вулканогенно-осадочные породы, брекчии обрушения) составляет $0,2-0,5 \text{ г/см}^3$. Глубина кальдер, оцениваемая по гравиметрическим данным, составляет 2–2,5 км. Вместе с тем, над голоценовой Карымской кальдерой фиксируется локальный гравитационный максимум, который можно объяснить, очевидно, наличием близповерхностного магматического очага [143].

Магнитное поле пояса отрицательное малой и средней интенсивности над полями игнимбритов, кислых туфов, вулканогенно-осадочных и вулканогенных образованиях шапинского и тумрокского вулканических комплексов. Положительные значения $m\Delta$ нередко совпадают с центрами базальтовых и андезитовых вулканов или с кальдерами.

Южно-Камчатский вулканический пояс

Занимает южную часть площади листа от долины р. Авача. Западным ограничением пояса является Центрально-Камчатский разлом, установленный по геолого-геофизическим данным, а северным — Малкинско-Петропавловская зона поперечных дислокаций. В строении пояса принимают участие вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования третьего (олигоцен-нижнемиоценовая часть) и четвертого структурного ярусов. Строение третьего яруса складчато-глыбовое: в осадочных породах преобладают пликативные дислокации, в вулканитах мозаично-глыбовые. Отдельные тектонические блоки имеют моноклинальное, редко слабоскладчатое строение. Широко развиты сбросы, зоны трещиноватости. Строение четвертого яруса блоковое, пликативные дислокации отсутствуют, породы в блоках залегают преимущественно горизонтально, реже — под углами 10–15°. В большинстве случаев это первичные периклинальные наклоны лавовых и пирокластических потоков. Основными структурами Южно-Камчатского пояса являются Прибрежный горст и сопряженная с ним Южно-Камчатская грабен-синклиналь, которая сложена в нижней части верхнепалеогеновыми терригенными морскими осадками, перекрытыми плиоцен-четвертичными вулканитами.

Прибрежный горст прослеживается вдоль юго-восточного тихоокеанского побережья от долины р. Авача до южной рамки листа и сложен преимущественно вулканогенно-осадочными образованиями олигоценового—миоценового и плиоценового возраста, прорванными интрузиями гранитоидов и субвулканическими телами.

Горст характеризуется интенсивным положительным полем силы тяжести, которое, однако, не отражает локальные особенности геологического строения. Складчатые структуры малохарактерны, но крайне широко развита разрывная тектоника.

Примечательной чертой современной структуры Южно-Камчатского пояса является сформированная в голоцене крупнейшая на полуострове зона ареального базальтового вулканизма.

Для Южной Камчатки характерны наложенные неоструктуры плиоцен-четвертичного возраста — депрессии и грабены.

В пределах пояса выделяются вулканотектонические структуры. Банная депрессионная ВТС расположена в среднем течении одноименной реки, имеет кольцевую форму (38 × 32 км). Ее ограничениями являются дуговые, участками прямолинейные сбросы. Радиальными разрывами создана мозаичная сеть разноопущенных тектонических блоков. В поле силы тяжести Банная ВТС отчетливо фиксируется чередованием концентрически расположенных положительных и отрицательных локальных аномалий. Магнитное поле знакопеременное: к западу — ровное отрицательное, к востоку — слабо дифференцированное положительное. В целом, Банная структура определяется как асимметричная инверсионная кольцевая депрессия [175].

Ахотенская ВТС представляет собой вулcano-плутонический купол, сложенный покровными образованиями прибрежного вулканического комплекса и интрузивными образованиями. Центральную часть купола занимает Ахотенский гранитоидный массив миоценового возраста площадью около 250 км². Широко распространены разрывы северо-восточного и северо-западного направлений. В гравитационном поле ВТС не отражается, т. к. на нее накладывается интенсивный положительный региональный фон. Магнитное поле знакопеременное, средней интенсивности с преобладанием отрицательных значений мЭ.

Асачинская купольная ВТС в основании сложена позднемiocен-плиоценовыми туфами кислого состава, основная постройка образована туфами и потоками среднего состава. Субвулканические тела средне-кислого состава имеют лакколитобразную форму. Гравитационное поле ВТС положительное, средней интенсивности, магнитное поле слабоотрицательное и в основном совпадает с контуром структуры.

В акваториальной части к Прибрежному горсту примыкает Малокурильское поднятие, являющееся внешней невулканической дугой Курило-Южно-Камчатской островодужной системы. На поверхность эта дуга выходит на юге далеко за пределы листа (Малая Курильская гряда), остальная, большая ее часть скрыта водами океана. На площади листа расположена северная оконечность Мало-Курильского поднятия, где в его строении принимают участие верхнемеловые—эоценовые терригенно-кремнисто-вулканогенные образования (АФК₂—Р₂) второго структурного яруса и перекрывающие их несогласно среднеэоценовые—верхнемiocеновые отложения ольгинского сейсмокомплекса, входящие в состав четвертого структурного яруса (в нижнюю его часть). Акустически жесткой толще соответствуют верхнемеловые—эоценовые образования.

Плиоцен-четвертичные осадочные и туфогенно-осадочные образования кроноцкого сейсмокомплекса, вероятно, накапливались в междугорном прогибе, разделяющем внутреннюю и внешнюю дуги Курило-Южнокамчатской островодужной системы.

Глубоко опущенные обширные участки континентального склона по системе сбросов субмеридионального, северо-западного и северо-восточного направлений образуют Кроноцкую и Авачинскую котловины, которые являются как бы подводным продолжением в сторону океана одноименных заливов. Размеры первой из них 75 × 150 км, второй — 100 × 50 км. Котловины заполнены плиоценовыми—четвертичными осадками кроноцкого сейсмокомплекса, мощность которых достигает 1500 м.

Толбачикско-Ключевская рифтогенная вулканическая зона

К Центрально-Камчатскому рифту, характеристика которого приведена ранее, приурочены длительно развивающиеся — от среднего неоплейстоцена до настоящего времени ключевской базальтовый комплекс — вулканы: Толбачикский, Безымянный, Плоский Толбачик, Камень, Ключевской, Толбачикский Дол, Ключевской Дол, известные по литературным данным как Ключевская группа вулканов.

К потухшим относится вулкан Шиш, расположенный на плече рифта и относящийся к ильчинецкому андезитовому комплексу эоплейстоценового возраста. Далее в юго-западном направлении распространены плиоцен-эоплейстоценовые базальтовый николкинский и базальт-андезитовый оленегорский комплексы, по-

здннеоплейстоценовый базальтовый караковский комплекс, эоплейстоцен-ранннеоплейстоценовый яковский базальтовый комплекс и эоплейстоценовый большеипелькинский базальтовый комплекс, расположенный в крайней юго-западной части листа.

Разрывные нарушения широко развиты на территории листа и обуславливают сложное складчато-мозаично-блоковое строение Срединного хребта и Западной Камчатки, складчато-блоковое строение Южной Камчатки и определяют надвигово-чешуйчатую структуру Восточной Камчатки. Наиболее значимыми являются региональные глубинные разломы, определяющие горстовую природу Срединного выступа, ограничивающие его с востока (Шаромский), с запада (Воровской), с юга (Квинумский), с севера (Облуковинский).

Шаромский глубинный разлом ограничивает с востока Срединный выступ метаморфических пород. В геофизических полях он выражен резкой гравитационной ступенью и сменной характера аномального магнитного поля, хорошо дешифрируется на аэро-, радарных и космических снимках. Простирается меридиональное, совпадает с долинами рек Озерная Камчатка, Лев. Колпакова и Лев. Андриановка. В склонах долин этих рек обнажены мощные (до 700 м) зоны дробления, развальцевания, будинажа и милонитизации пород. Падение плоскостей сместителей последних ориентировано на восток под углами от 30 до 45°. Амплитуда поднятия Срединного выступа по Шаромскому глубинному разлому относительно вулканогенных образований ирунейской свиты достигает 2000 м. Вертикальные движения по разлому возобновлялись неоднократно, о чем свидетельствуют дизъюнктивные деформации миоценовых и эоплейстоценовых-ранннеоплейстоценовых образований в бассейне р. Озерная Камчатка. С современной активностью Шаромского разлома связаны сеймотектонические обрушения платоэффузивов яковского комплекса в районе оз. Кенужен [393]. По геофизическим данным, Шаромский разлом сквозькоровый и проникает в литосферную мантию [325].

Воровской глубинный разлом ограничивает выступ метаморфических пород с запада, является сквозькоровым, достигает литосферной мантии. В гравитационном поле он выражен довольно резкой гравитационной ступенью, в магнитном поле не проявлен. Породы в зоне разлома интенсивно передроблены, милонитизированы, будинированы, развальцованы на мощность от 50 до 500 м. На всем протяжении, от долины р. Пымта на юге до р. Ича на севере, он крутопадающий. На левобережье р. Колпакова вдоль Воровского разлома наблюдается серия субпараллельных надвиговых чешуй с падением плоскостей поверхностей сместителей на северо-восток под углами от 10 до 40°. К зоне разлома приурочены субпластовые тела метапикритов, метапикробазальтов и metabазальтов алисторского пикрит-базальтового вулканического комплекса и массивы гранитов кольского и лавкинского комплексов [393].

Квинумский разлом ограничивает на юге Срединный выступ метаморфических пород, имеет пологую поверхность сместителя, ориентированную на юго-запад, выделяется на основании геологических данных. В гравитационном поле выражен незначительной ступенью северо-западного направления, в магнитном поле не проявлен, хорошо дешифрируется на МАКС.

Облуковинский разлом субширотного направления пересекает Срединный выступ в северной его части, совпадая с долиной р. Облуковина. В гравитацион-

ном поле выражен четкой ступенью, в магнитном поле не проявлен, хорошо дешифрируется на МАКС. Подтвержден геологическими данными. По Облуковинскому разлому взброшен южный блок относительно северного на 600–700 м. Характеризуется вертикальным и субвертикальным падением, зонами дробления, интенсивного расщепления и милонитизации пород на общую мощность 40–100 м.

Кирганикский глубинный разлом северо-западного простирания прослежен на поверхности и по геолого-геофизическим данным — на глубине, по кинематике — правосторонний сбросо-сдвиг. Амплитуды смещения — первые километры. Разлом ограничивает с юго-запада Центрально-Камчатский вулканический пояс от докайнозойского его основания. Разлом по глубине заложения является мантийно-коровым, активно живущим и сопровождается серией субпараллельных разломов с меньшими амплитудами перемещений [7].

Кругогоровский глубинный разлом прослеживается на поверхности и по геолого-геофизическим данным — на глубине, по кинематике — сбросово-сдвиговый. Сбросовая составляющая равняется 1 км, сдвиговая — до 15 км (смещение правое). Кругогоровский глубинный разлом северо-западного простирания является границей Колпаковского грабена и Саичикского горста. В геофизических полях разлом выделяется в наблюдаемом гравитационном поле зоной повышенного горизонтального градиента северо-западного простирания, на карте аномального магнитного поля — осями экстремумов в полосовых положительных и отрицательных аномалиях и высокоградиентной зоной северо-западного простирания. Разлом по глубине заложения является мантийно-коровым [326], активно живущим и сопровождается серией субпараллельных разломов с меньшими амплитудами перемещений. Зона разлома фиксируется дайками и субвулканическими телами андезитов кечевского ВК.

Рассошинский разлом, очевидно, является межглыбовым коровым глубинным разломом, по нему и Западно-Камчатскому разлому поднят Хайрюзовский горст. Взбросовая составляющая достигает 600–800 м. Сдвиговая составляющая в сложнодислоцированной зоне сочленения этих блоков достигает нескольких сот и первых тысяч метров. Время заложения Рассошинского разлома — предильинское [309].

Ичинский разлом в плане дугообразный, хорошо дешифрируется на МАКС. Только в юго-западной части довольно четко выражен в гравитационном поле, в магнитном поле проявляется северная его часть. Выделяется по геологическим данным, контролируется субвулканическими телами кислого и среднего состава хахтунского, крерукского и ичинского ВК. Время заложения — ранний плиоцен, неоднократно «подновлялся» в плиоцене и в квартере, отделяет четвертичные вулканы Ичинского вулкана (комплекса) от миоцен-плиоценовых вулканогенных образований хахтунского ВК.

Авачинский разлом четко выражен в магнитном поле и поле силы тяжести протяженными аномалиями, градиентными зонами и хорошо дешифрируется по МАКС. Линия разлома совпадает с долиной р. Авача в юго-восточной части, где разлом перекрыт рыхлыми четвертичными отложениями, и с долиной р. Стеновая в северо-западной части, где он является северо-западной границей Ганальского выступа. Разлом сопровождается мощными зонами дробления и милонитизации мощностью в десятки метров.

Валагинский разлом прослеживается в одноименном хребте от р. Лев. Шапина на севере до р. Денохонок на юге, по нему взброшены меловые терригенные и вулканогенные образования, слагающие Валагинский блок. Амплитуда перемещения по нему относительно пород ветловской серии и терригенного тектонического меланжа достигает 600–700 м. В поле силы тяжести Валагинский разлом выражен градиентной зоной, в магнитном поле не проявлен, в северо-восточной части контролируется субвулканическими телами и дайками шапинского вулканического комплекса. Максимальная мощность интенсивно тектонизированных пород в зоне разлома составляет первые десятки метров.

Глубинные разломы, ограничивающие с юго-востока и северо-запада Центральнo-Камчатский рифт, четко выражены в рельефе и в геофизических полях. Юго-восточный разлом, ограничивающий рифт, «нынеживущий», он пересекает рыхлые четвертичные отложения, смещает голоценовые конусы выноса (западное подножие хр. Широкий и хр. Кумроч) и современный конус вулкана Кизимен.

Ирунейско-Ватынский надвиг обнажен в междуречье Ича–Облуковина и прослеживается на расстоянии около 60 км. В южной части надвиг «утыкается» в Шаромский разлом, а севернее р. Ича перекрывается неоген-четвертичными вулканиками. Автохтон сложен полого залегающими образованиями камчатской серии, хейванской, химкинской и хозгонской свит, аллохтон — породами ирунейской свиты. Породы аллохтона интенсивно дислоцированы, разбиты наклонными разрывами на крупные блоки или смяты в изоклиналиные складки с западной vergentностью. В подошве аллохтона развиты складки волочения. Сама зона надвига представлена тектоническими брекчиями, катаклазитами, милонитами, бластомилонитами общей мощностью от 25 до 45 м. Падение поверхности сместителя довольно пологое, в пределах 5–20, редко 25–45°, ориентированное на восток. Во фронтальной части надвига присутствуют тектоно-гравитационные микститы. Они образуют шлейф, распространяющийся на запад-юго-запад на расстояние 30–35 км от линии надвига [107].

Многочисленные второстепенные разрывные нарушения группируются в четыре системы. Наиболее распространены разрывы северо-восточного, несколько меньше северо-западного, значительно уступают им субмеридионального и субширотного направлений. По типу смещения преобладают вертикальные взбросы, сбросы и сбросо-сдвиги, в древних метаморфических породах наблюдаются пологие сбросы, преимущественно субширотного и северо-западного направлений. Нередко, особенно в восточной части территории, развиты надвиги, образующие многочисленные аллохтонные чешуи.

Большинство разломов долгоживущие; по возрасту наиболее древними, вероятно, являются северо-восточные, более молодыми — северо-западные, субширотные и субмеридиональные. Длина разломов всех систем колеблется от 50 до 120–150 км. Амплитуда смещения сбросов в меловых образованиях составляет 300–800 м, в эоцен-миоценовых 50–500 м, в миоцен-плиоценовых вулканиках 50–200 м. Максимальная амплитуда сдвигов достигает 800 м [309, 393, 175]. Тектонические разрывы фиксируются зонами интенсивной трещиноватости и дробления пород с образованием милонитов, брекчий, глин, зеркал скольжения.

Восточнее и юго-восточнее Центральнo-Камчатского рифта развиты разрывы преимущественно северо-восточного, реже субмеридионального направлений, разрывы северо-западного направления более характерны для Южно-Камчатской

зоны, где они в сочетании с разломами северо-восточного и субмеридионального направлений образуют складчато-блоковый характер дислокаций.

Вдоль восточного побережья, начиная от северной рамки листа и до южной части Валагинского хребта, в поле развития пород ветловской серии, хапицкой, дроздовской и станиславской свит развиты крутопадающие разрывы северо-восточного, реже субмеридионального простирания, тесно сопряженные со сжатыми, опрокинутыми на восток, юго-восток складками. Разрывные нарушения сопровождаются зонами дробления, милонитизации, тектоническими глинами, зеркалами скольжения. Формирование этих разрывов произошло в период интенсивной складчатости, проявившейся в ранне-среднеэоценовое время.

Кроме того, система крутопадающих разрывных нарушений имеет широкое развитие в северо-западной части Тюшевского прогиба на Кроноцком перешейке. Здесь выделяются многочисленные чешуи, ограниченные круто падающими (от 35 до 75°) на северо-запад разрывами, сопровождающимися зонами тектонических брекчий и тектоническими глинами мощностью от 0,5–1 до 10–15 м. Заложение крутопадающих разрывов в отложениях Тюшевского прогиба, в т. ч. и так называемого надвига Гречишкина, произошло, по-видимому, в позднем миоцене и может быть связано с формированием Центрально-Камчатского рифта. В результате роста рифта произошло подновление образованных в раннем–среднем эоцене складчатых и разрывных структур в меловых–палеогеновых образованиях, вследствие чего они приобрели восточную вергентность.

Малкинско-Петропавловская складчато-глыбовая зона поперечных дислокаций имеет отчетливую северо-западную ориентировку блоков и линеаментов. Структуры, относимые к Ганальскому горсту, Петропавловскому блоку и Авачинской депрессии, принадлежат к системе Малкинско-Петропавловской зоны. В ее границах выведены на поверхность образования первого (домезозойского), второго (раннемелового–раннеэоценового) и третьего (среднеэоцен-нижнемиоценового) структурных ярусов. Все они, кроме третьего яруса, формируют горстовые поднятия. Первый ярус образует Ганальский горст, ограниченный взбросами северо-западного простирания. Образования второго яруса формируют протяженный, как было сказано выше, Петропавловский блок, «утыкающийся» в Ганальский горст. Средняя ширина Малкинско-Петропавловской зоны составляет 35 км. Значительная часть ее перекрыта отложениями тюшевской свиты, плиоценовыми и четвертичными вулканитами. В пределах зоны рельеф кровли позднемезозойского фундамента в целом сохраняет северо-западные простирания своих элементов: поднятых блоков, ложбин, ширина которых 5–10 км, а длина 20–40 км. Глубина залегания кровли фундамента составляет 1,8–2,0 км. Под Авачинско-Корякской группой вулканов происходит погружение кровли позднемезозойских образований.

Малкинско-Петропавловская зона имеет отчетливые геофизические границы в магнитном и гравитационном полях. Наиболее ярко она выделяется в магнитном поле, в котором обе границы структурной зоны подчеркиваются полосами отрицательных аномалий, а площадь самой структуры характеризуется положительными значениями. По Малкинско-Петропавловской зоне сочленяются Курило-Южнокамчатская и Восточно-Камчатская вулканические зоны.

По геофизическим данным выделены глубинные разломы широтного и северо-восточного направлений. К первым относятся Ходуткинский, Большебанный,

Кагнисинско-Карымский, Лаучанско-Адриановский, ко вторым – Западно-Камчатский, Козыревский, Центрально-Камчатский и Восточный. К северо-западным относится Петропавловский разлом.

Ходуткинский разлом хорошо дешифрируется на МАКС, в поле силы тяжести он довольно четко выражен градиентной зоной. Более четко дешифрируется на МАКС и четко проявлен в гравитационном поле Большебанный разлом, являющийся северной границей зоны ареального базальтового вулканизма, крупнейшей на полуострове среди ареальных базальтовых зон. Довольно хорошо выделяется в гравитационном поле Кагнисинско-Карымский глубинный разлом, он же прослеживается и на МАКС, и в магнитном поле по смене положительных и отрицательных аномалий. Хуже проявлен в гравитационном и магнитном полях Лаучанско-Адриановский глубинный разлом, на МАКС он дешифрируется «пунктирно».

Петропавловский разлом в поле силы тяжести выражен градиентной зоной северо-западного направления, в магнитном поле он прослеживается по смене положительных и отрицательных аномалий. На этот разлом «насажены» вулканы Козельский, Авачинский, Корякский и Ааг, относящиеся к Восточно-Камчатской зоне.

Лучше следятся в геофизических полях разломы северо-восточного направления. Западно-Камчатский разлом в ряде мест подтверждается геологическими данными, хорошо следится в поле силы тяжести. Центрально-Камчатский, Козыревский и Восточный глубинные разломы хорошо следятся в поле силы тяжести по линейным аномальным зонам. Вдоль Восточного разлома располагаются вулканы кроноцкого и семьячического вулканических комплексов.

Полимиктовые тектонические меланжи – серпентинитовый и терригенный

В Восточном хребте широко развиты тектонические меланжи (полимиктовый серпентинитовый и полимиктовый терригенный). Они впервые были описаны сотрудниками ГИН [39, 118].

Полимиктовый серпентинитовый меланж (smP_2^{1-2}) обнажен в северной части хр. Валагинский и на п-ове Кроноцкий. Он образован глыбами, блоками и отторженцами размером от нескольких метров до нескольких километров. Глыбы часто имеют округлую, линзовидную форму и покрыты серпентинитовыми «рубашками» с зеркалами скольжения, тектонической штриховкой и бороздами скольжения. Глыбы и блоки сложены серпентинизированными гарцбургитами, лерцолитами, полосчатыми амфиболитами, габбро, габбродолеритами, туфами, реже встречаются габбропегматиты, родингиты, хромиты, талькиты, габбронориты, вебстериты, верлиты. Кроме того, в меланже содержатся глыбы и олистолиты океанических высокотитанистых базальтов, по петрохимическим особенностям похожих на базальты смагинской свиты п-ова Камчатский Мыс [118].

Полимиктовый терригенный тектонический меланж (tmP_2^{1-2}) широко развит на восточных склонах хр. Кумроч, протягиваясь от оз. Ажабачье до верховьев р. Дроздовского на расстояние около 100 км. Ширина полосы, в пределах которой он развит, колеблется от нескольких сот метров до 10 км. Терригенный меланж образован обломками, глыбами и олистолитами, представленными песчаниками, гравийными песчаниками, гравелитами, алевролитами, пачками переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов, нередко отщепы

пластов карбонатных песчаников, наблюдаются тектонически окатанные валуны и глыбы (до 1–3 м) шаровой и эллипсоидальной формы карбонатных песчаников и мергелей и еще реже глыбы и олистолиты туфов, кремней и базальтов. Весь этот хаотический обломочный материал погружен в синие, зеленые очень вязкие тектонические глины.

Менее значимые по площади выходы полимиктового терригенного меланжа прослеживаются по северо-западному склону Валагинского хребта от р. Валагина до р. Мал. Тальник, на Шаромском мысу и на Шипунском полуострове (р. Вахиль). В хр. Валагинский эти образования развиты в пределах полосы, заключенной между полями распространения вахвинской свиты и ветловской серии. Кластическая часть меланжа представлена обломками и глыбами алевролитов, песчаников, кремнистых алевролитов, кремней, известняков, кремнистых известняков, фрагментами пакетов и чачек тонкослоистых туфоалевролитов, редко пикритов, базальтов, долеритов, конглобрекчий, серпентинитов, туфов, гранитоидов, диоритов, габброидов, погруженными в глинистую массу.

Происхождение тектонических меланжей связывается с коллизионной эпохой. Нижняя возрастная граница тектонических меланжей определяется верхним возрастным пределом пород дроздовской свиты и ветловской серии, возраст пород которых палеоценовый–раннеэоценовый, а верхняя – несогласным перекрытием среднеэоценовыми осадочными отложениями правореченской свиты. Таким образом, образование меланжей укладывается в возрастной интервал, соответствующий раннему–среднему эоцену (начало ипра–нижняя часть лютета). По мнению Б. И. Сляднева, с этим этапом связано формирование покровной структуры, автохтон которой слагают вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования китильгинской, киргуропской, глубовской, химкинской, квахонской, хейванской, вехвинской и хозгонской свит, а аллохтон – более молодые образования хапицкой, кирганикской, ирунейской свит и попутновской толщи, а также отложения дроздовской, станиславской, благовидовской и ветловской свит.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Сведения о глубинном строении земной коры в пределах листа базируются на результатах профилных сейсмических (ГСЗ, КМПВ, МОВЗ), региональных и среднemasштабных гравиметрических и аэромагнитных данных, электроразведки МТЗ и сейсмологических данных.

Первые общие сведения о мощности и глубинном строении земной коры были получены на основе интерпретации гравиметрических данных [76, 9]. В соответствии с этими исследованиями максимальные мощности коры (35–45 км) предполагались в районе Срединного хребта. Уменьшение мощности коры до 29–30 км происходило к Охотоморскому побережью и до 20–30 км в сторону полуостровов Кроноцкий, Шипунский и Южная Камчатка. Конфигурация изогипс поверхности М (рис.) [9] в целом имеет обращенную форму по сравнению с усредненным рельефом. Предполагалось также, что земная кора характеризуется слоисто-блоковым строением, с развитием глубинных разломов как субвертикальных, так и относительно пологих.

В районе Ключевской группы вулканов [4] ниже подошвы осадочного чехла, которая характеризуется граничной скоростью 4,6–5,4 км/с, фиксируется прелом-

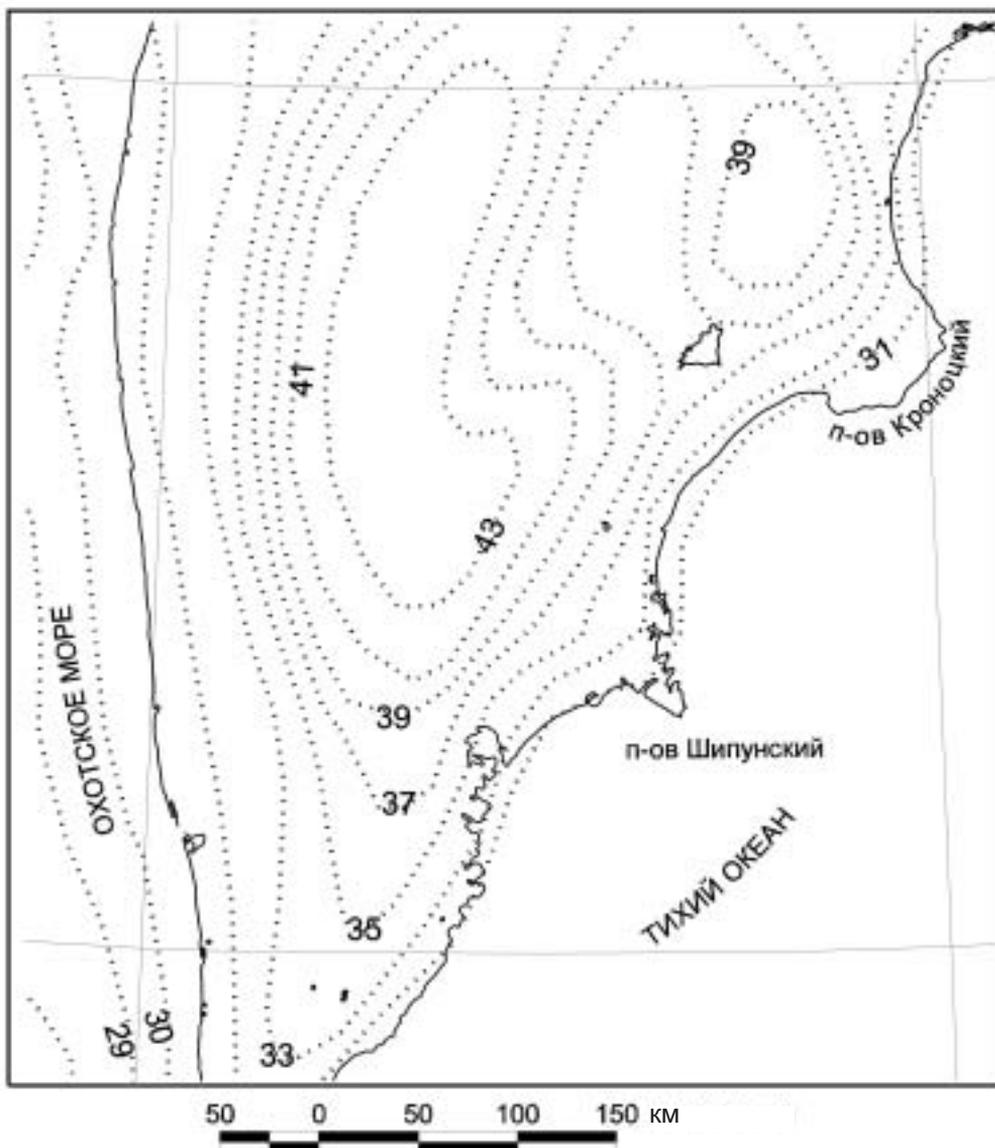


Схема глубин залегания поверхности М, км [9].

ляющая граница с $V_r = 6,2-6,5$ км/с, связываемая с кровлей консолидированной коры («гранитного» слоя). Ниже, на глубинах порядка 20 км фрагментарно прослеживается отражающая граница, разделяющая толщи с пластовыми скоростями 6,4–6,7 и 7,1–7,3 км/с, которая может быть истолкована как раздел Конрада. На глубинах порядка 30–40 км наблюдается серия преломляющих границ, которая интерпретируется как переходная зона от коры к мантии («коро-мантийная смесь»). Пластовая скорость в этой переходной зоне достигает 8,0 км/с.

Краткая геоэлектрическая характеристика территории листа приводится по данным Ю. Ф. Мороза (1991). Электрическое сопротивление приповерхностной части разреза меняется в широких пределах — от десятков до первых тысяч Ом · м, что отражает фациальную изменчивость приповерхностных образований. Наиболее высокими значениями сопротивлений характеризуются поля вулканитов. Кайнозойский вулканогенно-осадочный чехол имеет сопротивления 10–50 Ом · м. Верхнемеловые образования характеризуются сопротивлениями 100–200 Ом · м и более. Складчатое основание позднемелового возраста в большинстве районов выступает в качестве высокоомного опорного геоэлектрического горизонта. В районах отсутствия или малой мощности чехла на кривых МТЗ проявляется геоэлектрический горизонт, связываемый с поверхностью кристаллического фундамента, имеющего сопротивления порядка 100 Ом · м. Указанные закономерности нередко нарушаются в зонах современного вулканизма, циркуляции термоминеральных вод и гидротермального изменения пород.

С 1989 по 2001 г. на площади листа проведены комплексные геофизические исследования по четырем региональным профилям (см. Схему тектонического районирования). Данные по профилям Нижняя Облуковина—гора Андриановка и р. Коль—мыс Калыгирь [325, 326] использованы для характеристики глубинного строения, отраженного на геологических разрезах. По этим профилям выделены литосферная мантия и земная кора. Литосферная мантия имеет неоднородное блоковое строение. При плотностном моделировании выделяются перидотитовые, перидотит-эклогитовые и эклогитовые блоки. Относительно легкие мантийные блоки тяготеют к современной береговой океанской зоне п-ова Камчатка ближе к желобу. В районе Западно-Камчатского прогиба и Большерецкой плиты по линии $A_1-A_2-A_3$ разреза по материалам глубинного профиля 5–5 мощность базальтового слоя 27 км, гранитного слоя 18 км. Уровень кровли гранитного слоя прослеживается на глубинах 7,5–8 км. Все границы раздела погружаются в западном направлении за пределами площади листа. В Срединном хребте, считая от западных отрогов и включая его приводораздельную часть, мощность земной коры составляет 50–52 км, причем мощность нижней коры сокращена почти в два раза — до 14–15 км, а верхней — увеличена до 36–37 км, т. е. более, чем в два раза. В целом этот блок земной коры опущен по субвертикальным разломам на 4–5 км. Начиная с приводораздельной части Срединного хребта происходит уменьшение мощности земной коры в восточном направлении. Под восточным склоном Срединного хребта мощность составляет 39–45 км, при этом мощность нижней коры колеблется от 13 до 15 км, а верхней — от 26 до 30 км. Кровля верхней коры понижается также в восточном направлении от 1,2 до 10 км. Под Центрально-Камчатским рифтом мощность коры колеблется в тех же пределах, что и в предыдущем блоке, т. е. от 39 до 45 км с равным развитием ее нижнего и верхнего слоев. Здесь кора имеет четко выраженное слоисто-блоковое строение, перемещение блоков относительно друг друга составляет первые километры. Кровля верхней коры расположена горизонтально на глубине 12 км, считая от нулевой отметки. Под восточным склоном горы Николка блоковое строение коры сохраняется, но довольно существенно сокращается мощность верхней коры — до 15–10 км; по плотностным характеристикам состав гранодиоритовый и диоритовый, мощность нижней коры колеблется от 16 до 25 км. Кровля верхней коры ориентирована горизонтально на глубине около 8 км. Блок, расположенный в прибрежной части, по плотностным харак-

теристикам имеет гранодиоритовый состав, мощность коры составляет 23–30 км, при мощности верхней коры 9–10 км, нижней – 14–20 км. Кровля верхней коры ориентирована горизонтально и расположена на глубине 8 км.

Глубинное строение по линии разреза B_1 – B_2 – B_3 приведено в соответствии с глубинным профилем 1–1, 2–2 [325]. Мощность земной коры в западной части площади листа под Западно-Камчатским прогибом равна 34–37 км, мощность нижней коры колеблется от 15 до 17 км, верхней – от 10 до 17 км. Мощность неконсолидированной коры составляет 8–9 км. Поверхности М и К субпараллельны. Строение коры имеет четко выраженное слоисто-блоковое строение. В осевой зоне Срединного хребта резко увеличивается до 24 км мощность верхней коры, а мощность нижней коры колеблется от 10 до 13 км. Поверхности М и К также субпараллельны и образуют антиклинальные и синклинальные перегибы. Поверхность М в антиклинальных перегибах поднимается до отметки 20 км и опускается в синклинальных перегибах до 28 км. Блоково-слоистое строение коры сохраняется.

В юго-восточном направлении, начиная от долины р. Авача в направлении к океану, довольно существенно меняется строение земной коры. Поверхности М и К в этом интервале субгоризонтальны. Мощность нижней коры под долиной р. Авача составляет 25 км. В юго-восточном направлении происходит постепенное сокращение ее мощности до 13 км. В этом же интервале резко сокращена в мощности от 7 до 3 км верхняя кора, имеющая диоритовый состав. Кровля верхней коры расположена на глубине 4–5 км.

В крайней юго-восточной части территории листа прослеживается глубоко-водный желоб, расположенный в 200–220 км от береговой линии. Сейсмофокальная зона под углом около 57° погружается в северо-западном направлении. Средняя ширина зоны 30–40 км [4]. Восточная часть суши листа расположена между изобатами ее медианной плоскости 90–200 км. Выход ее на поверхность дна находится в 30–40 км восточнее береговой линии. Ширина выходов всей фокальной зоны равна 80–90 км.

НЕОТЕКТОНИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Особенности новейшей тектоники, которая сформировала главные черты рельефа территории, состоят не только в дифференциации новейших движений по их интенсивности и направленности, но и в многообразии их сочетаний с мощной вулканической аккумуляцией в позднеплиоцен-голоценовое время.

В этот период сложились и сформировались основные новейшие структуры региона, такие, как Северо-Охотская формирующаяся плита, Срединно-Камчатское сводово-горстовое поднятие, Центрально-Камчатская рифтогенная депрессия, система глыбовых поднятий Восточной и Южной Камчатки и ряд других более высокопорядковых структур. Северо-Охотская формирующаяся плита в геоморфологическом отношении подразделяется на мелководную шельфовую равнину и материковую равнину Западной Камчатки, которая в свою очередь делится на низкую приморскую часть и приподнятую, примыкающую к Срединному хребту. Последняя в самых высоких местах достигает абсолютных отметок в 400 м и более.

Северная часть Западно-Камчатской равнины и прилегающий шельф сформировались на слабодислоцированных кайнозойских отложениях, выполняющих одноименный прогиб. В настоящее время восточная часть равнины продолжает

медленно подниматься, а западная испытывает погружение со скоростью 0,8 мм/год в связи с продолжающимся погружением шельфовой части Западно-Камчатского прогиба. Южный фланг Западно-Камчатской равнины в настоящее время испытывает медленное погружение. Шельфовая часть Большерецкой плиты осложнена рядом слабоамплитудных поднятий и прогибов. Исходя из высот морских террас, рассчитана скорость тектонического поднятия равнины в позднем неоплейстоцене—голоцене, составляющая 1,3 мм/год, что определило амплитуду ее воздымания за вторую половину четвертичного периода в 410 м [67]. Судя по выдержанности высот четвертичных террас на протяжении сотен километров, северная часть Западно-Камчатской равнины, прилегающая к Срединному хребту, испытывала в это время воздымание как единая структура.

Срединный хребет, являющийся в орографическом отношении единым горным сооружением, состоит из двух частей, различных по своему происхождению и истории поднятий. Северная часть хребта от р. Облуковина образована сводово-горстовым линейным поднятием, которое протягивается на север далеко за пределы территории листа. Южная часть составляет западное крыло Центрально-Камчатского сводово-глыбового поднятия. Это поднятие образовалось в орогенную стадию развития территории, задолго до образования линейного свода Срединного хребта. На позднем этапе своего развития, уже в средне-позднеоплейстоценовое время оба поднятия, по всей видимости, испытывали воздымание как единая структура. В своем поперечном сечении сводово-горстовое поднятие Срединного хребта асимметрично, поскольку западная часть его относительно полого смыкается с прилегающей равниной, а восточное крутыми ступенями спускается к Центрально-Камчатской депрессии. На большей части амплитуда сводового воздымания Срединного хребта не превосходит 600—700 м, тогда как отдельные блоки подняты значительно выше, как, например, Козыревский хребет, высота которого составляет 1400—1500 м.

Значительную роль как в морфологии, так и в структуре поднятия играет вулканогенная аккумуляция, которая в зависимости от конкретных условий вулканической деятельности проявляется по-разному: либо в форме лавовых покровов, либо в виде отдельных вулканических построек, подошва которых обычно наклонена в сторону от линии максимального воздымания свода или отдельных горстов. Кровля покровов в еще большей степени подчеркивает сводово-горстовую структуру поднятия. Среди вулканических построек наиболее заметной является Ичинский вулкан высотой 3600 м. Вулканические покровы и отдельные постройки в значительной степени наращивают высоту поднятия, обусловленную тектоническими движениями.

Центрально-Камчатское сводово-глыбовое поднятие представляет собой слегка вытянутый в меридиональном направлении горный массив длиной 230 км и шириной 120 км. Он состоит из двух субпараллельных горных хребтов: Малкинского (южная часть Срединного хребта) и Ганальского, между которыми «вклинена» Центрально-Камчатская депрессия. Западная граница поднятий резко в южной части и полого в северной смыкается с прилегающей равниной. На востоке она проходит вдоль долин рек Кавыча, Лев. Авача, Корякская и далее через Начинское озеро стыкуется с границей южного фланга поднятия. Максимальные абсолютные отметки поднятия превышают 1700 м. Относительная высота над прилегающими равнинами колеблется от 500—600 м в краевых частях и до 1400—1500 м — в

центральной и северной. Центральную часть поднятия составляют древние комплексы метаморфид Камчатского массива, а периферию слагают меловые, терригенные и кремнисто-вулканогенные образования. Местами на них наложены позднекайнозойские вулканогенные комплексы. Скорость тектонического воздымания поднятия, определенная по высотам морских террас подножия Срединного хребта, составляет для этих участков 1,3 мм/год. Разница гипсометрического положения нижнечетвертичных лав в грабене Центрально-Камчатской депрессии и в Ганальском хребте свидетельствует об относительной амплитуде воздымания этой части сводово-глыбового поднятия за средний плейстоцен—голоцен, равной примерно 80—1000 м. По расчетам [67], в начале предпоследнего этапа воздымания (в конце плиоцена) высота поднятия уже составляла 1300—1400 м, а в конце его — от 1500 до 1650 м.

Центрально-Камчатская депрессия протягивается через всю Камчатку. При общей длине 450 км ее ширина изменяется от 90—100 км на севере до 5—20 км на юге.

В некоторых местах прибортовые части депрессии залиты плиоцен-четвертичными лавами базальтового и андезитового состава, а в северной части депрессии располагаются самые высокие на Камчатке вулканы Ключевской группы, высота которых в пределах листа достигает 3672 м (вулкан Толбачинская Сопка). К ним с юга примыкает крупный вулкан Николка, в значительной мере разрушенный эрозией и ледниками.

Ключевская группа вулканов в северо-восточной части депрессии образует крупный вулканический массив, большой вес которого вызывает прогибание современного дна депрессии и образование изометричной, пока еще некомпенсированной осадками, наложенной впадины.

Депрессия, в особенности ее восточный борт, почти на всем протяжении ограничена крупноамплитудными разломами с наклоном сместителей 60—75°. Для западного борта депрессии разломы четко выражены только в южной части, в северной же она имеет более плавные очертания с прилегающим поднятием. Учитывая мощность осадков депрессии и современную высоту смежных поднятий, амплитуда перемещения по разломам обрамления депрессии составляет примерно 2000—2500 м.

Как и многие структуры подобного типа, Центрально-Камчатская депрессия начала формироваться, по-видимому, в позднем неогене с узких линейных грабенов, которые закладывались вдоль серии сближенных разломных зон. В течение четвертичного времени вместе с интенсивным опусканием происходило расширение ее аккумулятивного днища. Движения по разломным ограничениям депрессии продолжаются и в настоящее время, о чем свидетельствуют многочисленные деформации верхнеплейстоценовых и голоценовых террас и конусов выноса в ее прибортовых частях.

Наряду с Центрально-Камчатской депрессией на площади листа развита система разрозненных внутригорных грабенов значительно меньших размеров, таких, как Шапинский, Авачинский, Начикинского озера, Паратунский и др. Большая часть из них тяготеет к поднятиям Восточного хребта, весьма активным на неотектоническом этапе.

В грабенах, наряду с нормальными сбросами, отмечаются обратные — наклоненные в сторону бортов. Углы наклона сбросов близки к 60—70°. Возраст большинства из них четвертичный, у некоторых — плиоценовый.

Большинство грабенов заполнено ледниковыми и аллювиально-пролювиальными отложениями, мощность которых местами (как, например, в грабене р. Паратунка) составляет 150–200 м. Общую амплитуду вертикальных перемещений по ограничивающим грабены разломам можно оценить в 500–1000 м.

Система глыбовых поднятий Южной Камчатки представляет собой продолжение структуры Курильской островной дуги на континенте.

Благодаря активизации позднечетвертичных движений на фоне общего воздымания большей части полуострова, сложная структура поднятия, заложившаяся еще в плиоцене, отчетливо проявлена в современном рельефе системой поднятых и опущенных блоков. Характерными неоструктурами такого типа на территории являются глыбовые поднятия Восточного хребта – Валагинское, Тумрок и Кумроч, а также поднятия Южной Камчатки, выраженные хребтами Прибрежный и Балаганчик, Голыгинскими горами, глыбовые поднятия восточных полуостровов Шипунский и Кроноцкий и их подводных продолжений. Обособляются поднятия друг от друга системами прогибов и впадин.

Хребты Валагинский, Тумрок, Кумроч как горные поднятия начали оформляться после раннего неоплейстоцена. В настоящее время их абсолютная высота немного превышает 2000 м. Амплитуда их воздымания за средний неоплейстоцен–голоцен составила от 700–800 м в хр. Тумрок до 1150–1200 м в хр. Кумроч, а в районе Асхачного увала воздымание не превышает 300–400 м [67].

От смежной с ними Центрально-Камчатской депрессии поднятия отделены системой крупноамплитудных разломов, образующих так называемый Передовой фас Восточного хребта. Восточные ограничения поднятий большей частью пологие, перекрыты четвертичными образованиями примыкающих вулканических построек. Неравномерность движений по разломам западного и восточного ограничения хребта привела к формированию наклонных горстов с общим падением вершинной поверхности к востоку.

Разломы Восточного хребта в кинематическом отношении являются сложной комбинацией сбросов, взбросов, сдвигов и надвигов. Максимальная величина вертикальных перемещений по этим разломам определяется в 2000–2500 м [67], а горизонтальная – в 15–20 км. Современные движения, носящие взбросовый характер, унаследованы от надвиговых движений среднемиоцен-плиоценового времени. Наклон сместителей в надвигах составляет 35–60°. Взбросы, секущие надвиги, заложались, вероятно, уже в четвертичное время. Они имеют крутое (60–80°) падение к центральным частям поднятий. Взбросы в свою очередь местами секутся сбросами с еще более крутыми сместителями (60–90°). Взбросы развиты преимущественно по западному ограничению Восточного хребта. Сдвиговые смещения рассредоточены в зоне шириной в первые десятки километров, параллельной Передовому фасу хребта. Движения в ней начались, по-видимому, в начале плиоцена и продолжаются до настоящего времени. Глыбовые поднятия Южной Камчатки выражены в рельефе низкогорными хребтами и горами с предельной высотой 1000–1100 м. Разломный, преимущественно взбросовый, характер границ четко проявлен только в средней части, а в северной и южной – границы, вероятно, имеют флексурную природу. Вертикальные перемещения по разломам на границе поднятий составляют около 500 м за вторую половину четвертичного периода. Прочие разломы, ограничивающие поднятия, выражены значительно хуже, вероятно, по причине менее значительных движений по ним в новейшее время. По-видимому,

неравномерность в движениях по разломам, ограничивающих поднятия, привела к формированию их морфоструктуры в виде наклонных горстов.

Поднятия полуостровов Шипунский и Кроноцкий практически со всех сторон ограничены разломами. В новейшей структуре Шипунского полуострова преобладают разрывы северо-западного и субмеридионального простираний, а в структуре Кроноцкого полуострова основную роль играют разломы северо-восточного и северо-западного направлений. Высокие скорости тектонических движений по разломам в среднем неоплейстоцене—голоцене, равные 1,6–1,7 мм/год для Шипунского полуострова и 2,5–5,0 мм/год для Кроноцкого, обусловили современную, довольно значительную высоту поднятий, которая местами превышает 1300 м. Амплитуда воздымания за это же время оценена в 520 м для Шипунского поднятия и в 800–1600 м для Кроноцкого [67].

Тюшевский наложенный прогиб в настоящее время вовлечен в общее воздымание, и довулканический фундамент в его пределах местами вскрывается на отметках 600–800 м. Зоны четвертичного вулканизма обычно смещены к востоку и занимают несколько пониженное положение в рельефе по отношению к полосе развития неогеновых вулканитов.

Зона современного вулканизма Восточной Камчатки не обрамляется столь тесно сближенными хребтами, как на юге полуострова, и поэтому ее положение среди других морфоструктур полуострова создает скорее впечатление наложенности на крыло крупного сводового поднятия, чем обособления в едином прогибе. К тому же вулканические образования зоны иногда локализуются в разобщенных частных прогибах, занимая поперечное положение по отношению к общему северо-восточному простиранию зоны. Такие соотношения, например, характерны для Авачинской и группы вулканов, образующих целый вулканический хребет северо-западного простирания. В других случаях современная вулканическая деятельность локализуется в тектонических депрессиях, где располагаются группы вулканов: Жупановская и Карымско-Семячикская.

В северной части вулканическая зона вообще накладывается на глыбовые поднятия Восточного и других хребтов. Такие вулканы, как Тумрок, Иульт в хр. Тумрок, Шиш в хр. Кумроч, надстраивают одноименные поднятия, значительно увеличивая их абсолютную высоту.

Для взаимодействия неотектонических движений с вулканизмом характерно то обстоятельство, что с прекращением вулканической деятельности завершается также прогибание фундамента в местах накопления продуктов вулканизма и сразу же начинается вовлечение его и накопившихся вулканитов в процесс воздымания, что приводит в конечном итоге к перестройке структуры вулканических зон.

Новейшие структуры морского дна, примыкающие к полуострову, изучены значительно хуже, чем структуры суши. Определенные сведения о них, наряду с сейсмопрофилированием, дают сравнительный морфологический анализ, по результатам которого в основном и дается описание субаквальных неоструктур (морфоструктур). Из новейших структур дна Охотского моря главное место принадлежит плитам. Уже упоминавшаяся Северо-Охотская формирующая плита на значительной площади представляет собой мелководную шельфовую равнину. В акватории равнина сформирована на осадочных отложениях Западно-Камчатского прогиба.

Судя по глубине залегания опущенных плиоцен-четвертичных морских террас на склонах подводных хребтов, амплитуда опускания в районе Авачинского и Кроноцкого заливов, где расположены впадины, составила 2,5–3 км [96].

Видная роль в структуре морского дна здесь принадлежит разрывным нарушениям. Продольные нарушения контролируют размещение хребтов и впадин, а поперечные чаще всего ответственны за их конфигурацию. Поперечные разломы, пересекающие склоны системы поднятий, являются местом заложения часто крупных подводных каньонов.

Курило-Камчатский глубоководный желоб в пределах рассматриваемой акватории достигает глубин 7500 м. Желоб в поперечном сечении асимметричен. Для его верхней границы характерны фестончатые очертания. Океанический склон желоба относительно пологий (3–5°). Крутизна континентального склона нередко достигает 20–25°, а в среднем составляет около 7°. Продольными разломами склон разбит на ряд ступеней, иногда с обратным наклоном выположенной поверхности. Поперечные разломы во многих местах смещают осевую часть желоба. Величина смещения достигает 15 км. Судя по тому, что в смещенных участках резко возрастает глубина, поперечные разломы, вероятно, являются сбросо-сдвигами.

Продолжающееся в настоящее время формирование новейших структур тесно связано с сейсмичностью. Достаточно высокие скорости воздымания глыбовых поднятий вызывают ряд землетрясений. Гипоцентры землетрясений, располагающиеся на глубинах 30–35 км, как правило, приурочены к разрывным нарушениям, ограничивающим высокоподнятые блоки: северо-западного простирания в поднятиях Шипунского и Кроноцкого полуостровов и северо-восточного — в Восточном хребте. Высокой сейсмичностью обладает также система разломов на границе сводово-горстового поднятия Срединного хребта и рифтогенной впадины. Здесь гипоцентры землетрясений располагаются в интервале глубин 0–35 км.

Помимо названных, в регионе выделяются еще несколько районов сейсмической активности, различающихся глубиной источников землетрясений, их происхождением и характером проявления. Мелкофокусные землетрясения свойственны не только неоструктурам глыбовых поднятий, но и вулканическим массивам, таким как Ключевской, а также отдельным вулканам. Землетрясения в них проявляются в основном до или во время извержений, в остальной же период количество их резко падает, вплоть до полного исчезновения. Подобные землетрясения относятся к категории вулканических и отличаются от тектонических землетрясений более низкой (на несколько порядков) энергией и роевым характером их распределения во времени.

Однако тектонические и вулканические землетрясения, связанные с зарождением очагов магмы и с ее движением, строго разграничить пока невозможно. В настоящее время к вулканическим землетрясениям принято относить только те, эпицентры которых лежат в пределах вулканической постройки, а очаги — на глубинах не более 60 км.

Следует отметить, что, по данным Каталога землетрясений СССР, 80 % всех камчатских землетрясений падает на глубины от 0 до 50 км; на глубинах от 50 до 100 км происходит еще 10 % землетрясений, остальные же 10 % приходятся на глубины от 100 до 600 км.

Большинство гипоцентров средне- и глубокофокусных землетрясений приурочены к сейсмофокальной зоне, падающей под углом около 50° под полуостров

со стороны Курило-Камчатского желоба. Сейсмофокальная зона является основным источником сейсмической активности региона. Максимум плотности сейсмических проявлений приходится на место выхода этой зоны на континентальный склон Камчатки. В поле ее, протягивающейся вдоль восточного побережья Камчатки, располагаются эпицентры самых сильных землетрясений с магнитудой, близкой к 8, что соответствует приблизительно 10 баллам по международной шкале. Чаще всего они группируются у юго-восточных окончаний полуостровов Шипунский и Кроноцкий, а также в районе подводного хр. Шатского в полосе северо-западного простирания.

За пределами полосы максимальной активности плотность эпицентров землетрясений резко падает. По новому сейсмическому районированию [114] побережье Камчатки до Восточного хребта относится к девятибалльной зоне. К семibalльной зоне отнесены районы Центрально-Камчатской депрессии и Срединного хребта. Весьма слабой сейсмичностью характеризуется Западно-Камчатская равнина и прилегающий к ней шельф.

Особенности геологического строения и сейсмичности новейших структур свидетельствуют о сложных геодинамических условиях их формирования. Так, с длительной обстановкой сжатия в течение неоген-четвертичного этапа формирования Восточного хребта соседствует обстановка растяжения, приведшая к образованию Центрально-Камчатского рифта и ряда сопутствующих ему грабенов. В сложной обстановке разнонаправленного сжатия с одновременным интенсивным воздыманием происходило также формирование поднятий Шипунского и Кроноцкого полуостровов. Вместе с тем в акваториях Кроноцкого и Авачинского заливов происходили интенсивные прогибания. Высокоамплитудные опускания сопровождали формирование Курило-Камчатского желоба. Медленные колебательные движения с тенденцией к прогибанию в районе западного побережья Камчатки в четвертичное время сменились общим воздыманием, способствовавшим формированию наклонной Западно-Камчатской равнины. Эти движения, совместно с интенсивным вулканизмом, привели на неотектоническом этапе развития региона к значительной перестройке его структуры и изменению геоморфологического облика южной части п-ова Камчатка.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Современный облик южной части Камчатского полуострова определяется всем комплексом рельефообразующих процессов, среди которых преобладают вулканизм и неотектонические движения. Дифференциация последних привела к обособлению основных морфоструктур территории, к которым относятся положительные морфоструктуры – Срединный и Восточный хребты, разделенные рифтогенной депрессией долины р. Камчатка. Западные отроги Срединного хребта сочленяются с морфоструктурой Западно-Камчатской низменности, плавно переходящей в прикамчатский шельф. На востоке территории обособляются низкогорные сооружения восточных полуостровов – Кроноцкий и Шипунский, имеющие продолжение в акватории в виде положительных морфоструктур в области континентального склона. Осложняющими элементами последнего являются субгоризонтальные поверхности Кроноцкой и Авачинской седиментационных впадин с глубинами более 3000 м. Крайняя юго-восточная часть территории охватывает фрагмент Курило-Камчатского глубоководного желоба.

Рельеф рассматриваемого региона делится на две крупные категории – субаэральный и субаквальный. Для субаэрального рельефа характерно преобладание денудационных, эрозионно-денудационных и вулканогенных процессов на фоне преимущественно восходящих движений. Для субаквального рельефа существенны процессы морской аккумуляции и абразии на фоне дифференцированных нисходящих движений.

По преобладанию того или иного рельефообразующего фактора выделяются тектоногенная, шестая и седьмая подкатегории структурно-денудационной, вулканогенная, денудационная и аккумулятивная категории рельефа. В пределах всех распространенных на территории листа категорий рельефа морфологически выделяются участки с крутыми и умеренной крутизны (более 20°) и пологими (менее 10°) склонами.

ТЕКТОНОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Эта категория рельефа распространена на территории листа очень ограниченно. На суше к ней отнесены наиболее крутые прямые склоны (TdQ), сформированные вдоль зон разрывных нарушений и наблюдающиеся на границе поднятий и смежных впадин. Именно эти длительно развивающиеся разрывные нарушения предопределили очертания основных морфоструктурных элементов. В большинстве случаев из-за мелкого масштаба схемы они показаны немасштабным линейным знаком.

Рельеф океанического склона Курило-Камчатской морфоструктуры не менее разнообразен, чем прибрежные районы суши. В пределах акватории Авачинского

залива континентальный склон выражен узким крутым уступом ($Td_a N_2 - Q$) высотой около 2 км. Севернее мыса Шипунский преобладает более широкий склон умеренной крутизны, переходящий в ряде случаев в крутой к его основанию. Склон по всей своей ширине (130–180 км) осложнен ступенчатыми вбросами и расщечен крупными подводными каньонами.

К этой категории рельефа отнесены и фрагменты глубоководного желоба глубиной более 7000 м в юго-восточной части территории листа, представленные внутренним склоном умеренной крутизны ($Sop N_1^2 - Q$) высотой более 5000 м.

СТРУКТУРНО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

К нему отнесены поверхности рельефа, возникшие в результате препарировки денудационными процессами различных древних геологических структур. Многие особенности складчатых структур находят свое отражение в рельефе благодаря различиям в литологическом составе слагающих структуру пластов и избирательной денудации. Четко выраженные в рельефе горные гряды располагаются согласно с простираем основных геологических структур. Этим в большинстве случаев и ограничивается структурный контроль.

Структурно-денудационный рельеф, образовавшийся в результате препарировки и н т р у з и в н ы х т е л ($DS_6 N_2 - Q$) имеет незначительное развитие, преимущественно в южной части Срединного хребта и, в меньшей мере, в Ганальском хребте. В верховьях рек Бол. Воровская, Удова, Пымта и Лев. Кихчик он образует отдельные разрозненные крутосклонные горные массивы с выположенными водоразделами.

Весьма своеобразными типами рельефа здесь являются поверхности и склоны, выработанные на субстрате тектонического меланжа и м е л а н ж и р о в а н н ы х п о р о д ($DS_7 N_2 - Q$), выделенные в пределах Восточного хребта. Они характеризуются холмистым рельефом, обусловленным препарировкой устойчивых к выветриванию включений в теле тектонических пластин. К этой же категории рельефа отнесены склоны, выработанные на субстрате сложнодислоцированных мел-палеоценовых пород ($DS_7 N_2 - Q$), слагающих южную часть хр. Кумроч. Здесь доминирует глубинная эрозия, склоны гор крутые, часто отвесные. Речная сеть решетчатая, подчиненная тектоническому рисунку субстрата.

ВУЛКАНОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

В пределах описываемой территории распространен в Центрально-Камчатской депрессии, на Восточной Камчатке между Авачинской бухтой и Кроноцким полуостровом, на Южной Камчатке и ограничено в Срединном хребте.

Вулканогенный рельеф в пределах Центрально-Камчатской рифтогенной депрессии развит в ее северо-восточной части. Здесь расположены значительно разрушенный щитообразный вулкан Николка и мощный массив Ключевской группы вулканов. С восточной стороны к ним примыкают л а в о в ы е п л а т о (VeQ) Асхачного увала высотой свыше 700 м. От смежных с ними поднятий плато отграничены крутым склоном, предопределенным высокоамплитудным региональным взбросом. Массив Ключевской группы вулканов имеет отчетливое двухъярусное строение. Нижний пологонаклонный ярус, достигающий высоты 1000 м, сложен

разрушенными полигенными вулканами, плато — лавами раннеоплейстоценового возраста, современными лавовыми потоками, вулканогенно-пролювиальными и пирокластическими отложениями. Над его сильно расчлененной поверхностью возвышаются отдельные моногенные вулканы — шлаковые конусы. Верхний ярус, достигающий предельной высоты 4750 м, сформирован коническими постройками стратовулканов (VexQ), располагающимися одиночно или группами на поверхности нижнего яруса. Все вулканы Центрально-Камчатской депрессии, за исключением вулкана Николка, являются действующими. В большинстве своем они сформировались в позднеоплейстоценовое—голоценовое время.

Интенсивная вулканическая деятельность в районе Ключевской группы вулканов обусловила изометричное компенсационное понижение рельефа, занятое многочисленными озерами и болотами. И наоборот, прекращение вулканической деятельности обусловило воздымание потухшего вулкана Николка, довулканический фундамент которого вскрывается на отметках до 800 м.

Вулканогенные плато плиоценового возраста (VeN_2) на Кроноцком полуострове образуют выровненные узкие водораздельные поверхности на высотах от 1000 до 1500 м, наклоненные в сторону моря.

Формы вулканогенного рельефа горных поднятий весьма разнообразны. Широкое распространение получили лавовые плато, образованные ареальными базальтовыми излияниями или сформированные лавами многочисленных щитовых вулканов в раннем плейстоцене. Высокоподнятые и достаточно расчлененные поверхности лавовых плато чаще всего образуют полосы уплощенного рельефа на водоразделах, ошибочно иногда принимаемые за поверхности выравнивания. Поверхности лавовых плато сводового поднятия Срединного хребта, вследствие его воздымания в среднем неоплейстоцене—голоцене, имеют слабый наклон от оси поднятия к его периферии. Вулканические постройки в его пределах редки. Самой заметной из них является действующий вулкан Ичинский высотой 3621 м, расположенный в вулканотектонической депрессии на западном склоне Срединного хребта. К этому же району приурочены сильно разрушенные вулканические постройки позднеоплейстоценового и раннечетвертичного возраста. Самые высокие вулканические постройки и в особенности кальдеры являлись мощными центрами верхнеоплейстоценового оледенения.

Вулканогенный рельеф распространен также на Южной Камчатке и на Восточной Камчатке между Авачинской бухтой и Кроноцким полуостровом. На Южной Камчатке складчато-блоковая зона почти полностью компенсирована плейстоцен-голоценовыми вулканитами. Севернее и южнее этой зоны вулканогенная аккумуляция создала рельеф вулканического нагорья. Формирование таких вулканогенных поднятий обусловлено гипсометрическим наращиванием поверхности вулканогенной аккумуляцией, происходящей в обстановке прогибания подошвы вулканогенного комплекса.

В морфологии вулканогенного нагорья отчетливо прослеживается его двухъярусное строение. Нижний ярус, заключенный в пределах высотных отметок от 100 до 800 м, образован равнинами пирокластических (VxaQ) и лавовых покровов, фрагментами невысоких плато, а верхний, достигающий предельной высоты почти 2500 м, создан постройками вулканов (VexQ), экстремивными куполами, шлаковыми и лавовыми конусами.

Крупные вулканические постройки — Опала, Горелый, Призрак расположены в изометричных кальдерах, с которыми ассоциируется пирокластический ма-

териал, образовавший в этом районе обширные пемзовые и игнимбритовые покровы.

Рельеф вулканической зоны Восточной Камчатки при общем сходстве с рельефом Южной Камчатки имеет с последней и некоторые различия. Нижний ярус рельефа, в строении которого преобладают пирокластические покровы, более обширен по площади. Лавовые плато наблюдаются только по западному обрамлению вулканической зоны и не участвуют в строении нижнего яруса. Подавляющая часть вулканических построек, образующих второй ярус рельефа, группируется в короткие линейные подзоны северо-западного (поперечного) или северо-восточного (продольного) направлений. Морфологически подзоны выражены линейными хребтами, состоящими из слившихся между собой вулканов (как, например, Авачинский и Жупановский хребты) или же из цепочек сближенных вулканических построек (вулканы Крашенинникова, Кроноцкий, Шмидта). Высота вулканических хребтов превышает 3400 м (Авачинский хребет), а отдельных построек — 3600 м (Кроноцкая сопка). Часть вулканических построек тяготеет к изометричным или овальным вулкано-тектоническим депрессиям (Карымско-Семячинская и Большесемячинская группы вулканов). С образованием этих структур связаны обширные игнимбритовые покровы средненеоплейстоценового возраста, которые заполняют все неровности предшествующего рельефа.

Вторая группа отрицательных вулканоструктур — это известные кальдеры Узонской депрессии, Крашенинникова, Карымского озера, Малого Семячика и др., образовавшиеся в результате позднеплейстоценовых эксплозий с выбросом большой массы кислых пирокластических образований.

ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Денудационный рельеф объединяет склоны горных гряд и хребтов различной крутизны, приводораздельные выровненные поверхности предгорной равнины, подводные краевые плато и каньоны.

Полого-увалистая расчлененная равнина (DN_2-Q) расположена на высотах 300–500 м на Западно-Камчатской низменности в северной части территории листа. Она выработана на осадочных и вулканогенно-осадочных преимущественно миоценовых и в меньшей мере олигоценных образованиях, менее устойчивых к процессам денудации и отделена от шельфа за пределами листа четким абразионно-тектоническим уступом высотой от 8–10 до 40–45 м. Здесь наблюдается серия террасовых уровней на высотах 80–100, 130, 180, 240–250, 250–300, 320–340, 360–400 м, а в прибрежной части шельфовой равнины на глубинах 9–12, 20–25 и 40–50 м. К последним местами приурочены вдольбереговые полосы валунно-галечных отложений.

Размещение подводных каньонов, имеющих эрозийный генезис ($De_a Q$), на континентальном склоне контролируется разломами, а поскольку каньоны, как правило, продолжают простираение крупных речных долин суши, то, по всей вероятности, разломы склона продолжают и на сушу. Следует отметить, что некоторые формы донного рельефа искажены или совсем скрыты постоянно действующей аккумуляцией, однако это обстоятельство в подводных условиях может способствовать не только сглаживанию рельефа, но и его расчленению. Это наблюдается в случае образования подводных каньонов, когда накопленные на

склоне и шельфе осадки при своем движении по склону в виде мутьевых потоков разрабатывают первичные приразломные неровности рельефа до грандиозных крутосклонных долин. Будучи снесенными вниз, они создают новые неровности дна в форме мощных слившихся турбидитовых конусов выноса, формирующих у подножия континентального уступа наклонную аккумулятивную равнину.

Между подножием континентального уступа и склоном глубоководного жлоба на глубинах около 2000 и 3000 м отмечаются слабонаклонные ступени, образующие краевое плато ($Dg_a N_2 - Q$).

ЭРОЗИОННО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Эта категория рельефа, созданного в результате взаимодействия комплекса склоновых процессов и эрозии на фоне воздымающихся структур, развита на большей части территории листа.

К нему отнесены склоны горных гряд и массивов. Пространственно они приурочены к выходам более устойчивых к процессам денудации протерозойских метаморфических, терригенных и вулканогенно-терригенных меловых и кайнозойских пород.

Крутые эрозионно-денудационные склоны ($DeN_2 - Q$) являются главными компонентами горного рельефа Срединного хребта с абсолютными высотами около 2000 м. В приосевой части хребта, сложенной преимущественно метаморфизованными протерозойскими породами, прорванными меловыми интрузиями гранодиоритов, склоны круче, чем по периферии. Для речной сети поднятия характерны два типа речных долин: одни — хорошо разработанные, с большой глубиной и шириной, другие — относительно короткие с узким V-образным поперечным профилем.

В Восточном хребте в отличие от Срединного, склоны интенсивнее расчленены короткими и узкими долинами с крутым продольным профилем и узкими водоразделами.

Пологосклонный горный рельеф ($DeN_2 - Q$) развит преимущественно в низкогорных поднятиях Южной и Восточной Камчатки, а также в Срединном хребте. Поскольку в строении этих поднятий значительное место занимают вулканогенные толщи, то чаще всего пологие склоны формируются согласно напластованию лав, а более крутые склоны, местами даже отвесные, обычно свойственны эрозионным врезам. Речные долины низкогорных поднятий, как правило, широко разработаны в нижней и средней частях и довольно узкие, местами даже каньонообразные в верховьях речных систем.

НИВАЛЬНО-ЭКЗАРАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

В среднем и позднем неоплейстоцене горные области Камчатки подверглись оледенению. При понижении снеговой границы на 700–800 м оледенение охватывало значительную территорию. Оледенение было горно-долинным, а местами полупокровным. Ледники способствовали расширению и углублению речных долин, образованию альпинотипного рельефа на водоразделах. Скульптурные формы, свойственные альпийскому рельефу, особенно хорошо выражены в хребтах Ганальский, Валагинский, Кумроч.

Оледенением были также охвачены сравнительно невысокие поднятия восточных полуостровов и Притихоокеанского побережья, где ледниками были со-

зданы глубокие троговые долины, часть из которых при повышении уровня моря впоследствии превратилась в фиорды.

Здесь нивально-экзарационный рельеф ($D_{пex}Q_{III-H}$) развит преимущественно на Кроноцком полуострове в районе значительного современного оледенения. К этому типу рельефа отнесены склоны цирков, каров и глубоких троговых долин, интенсивно расчленяющих склоны горного массива горы Отдельная.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

На территории листа этот рельеф довольно разнообразен и развит преимущественно в пределах Западно-Камчатской низменности и Центрально-Камчатской депрессии.

На Западно-Камчатской равнине, в предгорьях Срединного хребта, на юге Центрально-Камчатской депрессии, в долинах рек Плотникова, Авача, Хапица, Сторож и Богачевка позднеплейстоценовыми ледниками сформированы обширные поля холмистого моренного ландшафта (gQ_{III}). От среднеплейстоценового ледникового рельефа сохранилась лишь на Западно-Камчатской низменности в устье р. Большая конечно-моренная гряда в виде разрозненных холмов высотой более 50 м.

В формировании аккумулятивного рельефа южной части Западно-Камчатской низменности, имеющей абсолютные высоты менее 50 м, наряду с морскими террасами (mQ_{NP}) существенное значение имеют наложенные слабовыпуклые поверхности болот (ftQ_H). Флювиогляциальные и ледниковые равнины имеют здесь подчиненное значение.

К северу от долины р. Кихчик Западно-Камчатская низменность, по разлому северо-восточного простирания приподнятая до высот 150–200 м, представляет собой наклонную флювиогляциальную равнину позднего времени (fQ_{III}) шириной 50–80 км. Она протягивается вдоль побережья Охотского моря почти на 200 км до долины р. Крутогорова, отделенная также по разлому северо-западного простирания от приподнятой до высот 300–500 м денудационной равнины. В предгорьях Срединного хребта, на водоразделах между реками Удова и Быстрая на высотах от 200 до 400 м, прослеживаются разрозненные фрагменты денудационной равнины, выработанные на осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях миоценового возраста.

Центрально-Камчатская рифтогенная депрессия, ограниченная разрывными нарушениями и вытянутая в северо-восточном направлении, на юге имеет ширину 5–10 км. К северу она постепенно расширяется, и расстояние между хребтами Срединный на западе и Кумроч на востоке достигает 60–90 км. Дно Центрально-Камчатской депрессии представляет собой слабо расчлененную флювиогляциальную равнину (fQ_{III}) второй фазы позднеплейстоценового оледенения с наложенными аллювиально-пролювиальными голоценовыми конусами выноса (apQ_H) по долинам рек. Равнина имеет слабый уклон от гор к осевой части депрессии, занятой долиной р. Камчатка. В северной части депрессии, испытывающей длительное прогибание, кроме пойм имеются только низкие голоценовые аккумулятивные террасы (aQ_H) высотой до 13 м. В средней части депрессии, испытывающей поднятие, севернее пос. Кирганик расположено незначительное, морфологически выраженное воз-

вышенностью с абсолютными высотами 550 м структурное поднятие Генеральское. Оно сложено преимущественно вулканитами шапинской свиты. Здесь долина р. Камчатка имеет верхнеплейстоценовые цокольные террасы с высотами 30–70 м (40-метровая терраса яра Генераловка, 70-метровая терраса яра Половинка и др.). Здесь же наблюдаются и более мелкие редкие останцовые возвышенности, маркирующие отдельные горстовые поднятия дна. В южной части депрессии на водоразделе рек Камчатка и Быстрая, приподнятом на 300–350 м над дном смежных впадин, развиты глубокие эрозионные врезы.

Озерно-аллювиальные террасы (laQ_{NP}) с относительными высотами 80–100 м на территории листа развиты только в Центрально-Камчатской депрессии в междуречьи Камчатка–Козыревка, выше ее устья. Сформировались они в экстрагляциальных условиях при широком распространении многолетней мерзлоты в озеровидных расширениях долин, при блуждании русел в широких долинах, а также при раскаты речных вод в результате малых уклонов, образующих мелководные бассейны.

Своеобразны также и формы рельефа, образованные флювиальной деятельностью в вулканических районах. Речные долины (aQ_H) здесь делятся на два типа: первый – это «сухие реки» действующих вулканов, а второй – это достаточно хорошо разработанные речные системы, не затронутые современной вулканической деятельностью. Для долин «сухих рек», где флювиальная деятельность происходит лишь эпизодически во время весеннего таяния снегов или при извержениях вулканов, характерны крутые каньонообразные формы склонов, а в длительно действующих водотоках долин форма склонов чаще всего зависит от геоморфологических условий местности, в которой формируется речная система, и от слагающих эту местность горных пород.

Субабиссальные равнины (mtN_2-Q) образуют дно котловин в акватории Авачинского залива на глубинах более 2000 м, а Кроноцкого – на глубинах более 3000 м. Центральные части котловин представлены субгоризонтальной поверхностью, сформированной дистальными турбидитами. По ее окраине также аккумулятивные, но слабо поднимающиеся в сторону подножия континентального склона равнины обязаны своим происхождением обвальнo-осыпной и оползневой аккумуляции и проксимальным турбидитам ($morQ$).

Аккумулятивная равнина на днище желоба ($morN_2-Q_1$) шириной около 10 км также сформирована морскими обвальнo-осыпными и оползневыми процессами.

Слабо наклоненные в сторону открытого моря поверхности шельфовых равнин имеют смешанный абразионно-аккумулятивный генезис ($Da+mN_2-Q$). Они примыкают к побережью Камчатки в виде полосы относительного мелководья (до 200, редко до 250 м), в пределах которого ощущается рельефообразующее воздействие волновых процессов. В геологоструктурном отношении шельфовые равнины являются продолжением суши. Однако активная абразия волновыми, приливно-отливными процессами и вдольбереговыми течениями нивелирует здесь отражение геологических неоднородностей в рельефе. Зона шельфовых равнин достигает максимальной ширины в Охотском море. В пределы листа попадает лишь незначительная его часть, до глубин 50 м. На восточном побережье Камчатки, в акватории Авачинского и Кроноцкого заливов ширина шельфа не превышает 40–50 км, сужаясь до нескольких километров у полуостровов, где приобретает бо-

лее крутой уклон в сторону открытого моря. На краю шельфовой равнины зарождаются вершины некоторых подводных каньонов, открывающиеся в сторону котловин.

Особенности конфигурации и морфологии побережья рассматриваемой территории находятся в тесной связи с его неотектоническим развитием. Береговая линия Охотского побережья обладает прямыми или слабоизогнутыми очертаниями. Почти на всем своем протяжении низкое аккумулятивное, реже аккумулятивно-абразионное побережье отделено от моря низким 2–5-метровым клифом. Во многих местах наблюдаются береговые валы. Все перечисленные геоморфологические особенности Охотского побережья в полной мере отражают его морфоструктуру и современное динамическое состояние — медленно воздымающейся плиты.

Тихоокеанское и самый юг Охотского побережья в морфоструктурном отношении полностью охвачены Курило-Камчатской системой моноклинально-глыбовых поднятий, для которой характерно сочетание интенсивно воздымающихся структур островной и полуостровной суши с опускающимися участками морского дна. Промежуточное положение занимают участки суши и прилегающего дна, интенсивность неотектонических движений которых приближена к колебаниям океанского уровня. В конфигурации и геоморфологии побережья перечисленные неотектонические структуры нашли свое отражение по-разному. Интенсивно воздымающиеся глыбы образовали известные полуострова восточного побережья — Кроноцкий и Шипунский, а опускающиеся и квазистатичные участки — заливы между ними.

Разломы, ограничивающие высокоподнятые блоки, обусловили прямолинейность береговой линии полуостровов, а интенсивная абразия — ее расчлененность. Дугообразная конфигурация береговых линий Авачинского и Кроноцкого заливов, обусловленная, по-видимому, оползанием крупных массивов суши, сочетается со структурной расчлененностью побережья в районе Шипунского полуострова и к югу от него.

Приподнятые абразионно-аккумулятивные и денудационные равнины прибрежных районов Восточного побережья, а также сопряженные с ними абразионно-аккумулятивные равнины прилегающего шельфа в неотектоническом отношении приурочены к квазистатичным зонам, расположенным между воздымающимися и опускающимися участками этой системы.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

О первом этапе образования рельефа можно говорить только применительно к территории современного Центрально-Камчатского сводово-глыбового поднятия. Начиная с раннего кайнозоя, по всей вероятности, территория поднятия характеризовалась горным рельефом. Возможно, что границы его в доплиоценовое время были шире.

После эпохи размытия и частичного выравнивания в позднем миоцене горный рельеф поднятия был обновлен в связи с началом заложения грабеновых структур Центрально-Камчатской депрессии.

Второй этап, позднеплиоцен-раннечетвертичный, ознаменовался образованием структур Центрально-Камчатской депрессии и началом формирования ее аккумулятивных равнин. В это же время, вместе с накоплением андезитбазальтовых толщ, происходило образование сводово-вулканического поднятия Средин-

ного хребта, воздымание и расчленение которого в среднем неоплейстоцене—голоцене окончательно сформировало здесь горный рельеф.

Сопряженно по времени происходила интенсивная вулканическая деятельность в пределах Южной и Восточной Камчатки, частично обусловившая создание вещественной основы нижнего яруса вулканогенного рельефа.

Последний рельефообразующий этап, средненеоплейстоцен-голоценовый, имеет для данной территории главное значение, поскольку в течение этого этапа рельеф всей территории приобрел современный облик. В это время происходили интенсивные восходящие движения в районе восточных полуостровов и по обрамлению Центрально-Камчатской депрессии, приведшие к образованию на их территории горного рельефа. Вулканизм этого периода создал самые примечательные формы современного ландшафта полуострова — вулканы, которые сформировали второй ярус вулканогенного рельефа.

В западной части полуострова вместе с воздыманием Срединного хребта завершилось формирование Западно-Камчатской равнины в ее современном виде.

В течение последнего этапа главным образом происходили и основные морфоскульптурные изменения в пределах образовавшихся морфоструктур. Основными причинами их были: флювиальная деятельность, средне- и верхненеоплейстоценовые оледенения, вулканогенная и осадочная аккумуляция, а также селективная и общая денудация.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Древнейшая история региона, связанная со становлением метаморфических комплексов Срединно-Камчатского выступа и Ганальского горста, представляется как длительный эволюционный процесс, который однозначно не расшифровывается ввиду сложности геологического строения и разноречивых определений радиологического возраста пород. Прямые предпосылки для суждений о геологическом возрасте метаморфических пород отсутствуют — органические остатки в них не обнаружены, а палинологические исследования не внесли ясности в эту проблему. Многочисленные определения возраста по спорово-пыльцевым комплексам, микрофитофоссилиям не могут считаться убедительными, так как дают разброс, в интерпретации различных авторов, от девона до палеогена.

Имеющиеся в настоящее время Sm-Nd и U-Pb изотопные данные свидетельствуют о генетическом единстве и возрастной близости протолитов колпаковской и камчатской метаморфических серий, исходный возраст пород которых оценивается в широком диапазоне, но древнее 950 млн лет, что подтверждает гипотезу о существовании в пределах Западной Камчатки континентальной коры уже в протерозойское время [51, 50].

В палеозое в породы колпаковской и камчатской серий внедрились габбро андриановского комплекса, в последующем преобразованные в метагаббро, амфиболиты, амфиболовые и клинопироксен-амфиболовые сланцы. В палеозое же происходило формирование вулканогенных образований базальтового состава образований ганальской серии, также преобразованных последующими метаморфическими процессами.

Можно предполагать, что, начиная с раннего палеозоя, Западная Камчатка представляла собой зону активного ультраосновного и основного магматизма, который постепенно смещался к востоку и в среднем палеозое проявился мощными излияниями лав преимущественно основного состава в Ганальском хребте (ганальская серия). Заключительные тектоно-термальные этапы регионального метаморфизма, сформировавшие современный облик метаморфических пород рассматриваемой территории, проявились в позднем мелу и в эоцене.

В конце раннего мела регион представлял собой пассивную континентальную окраину, сложенную породами позднепротерозойского, ранне- и среднепалеозойского возраста (колпаковская, камчатская серии, прорванные интрузиями андриановского и крутогорского плутонических комплексов, и ганальская серия). На континентальном склоне пассивной окраины начали накапливаться терригенные отложения хейванской, вахвинской, кижиченокской и нижненикольской толщи. Поставщиком обломочного материала служили слабо метаморфизованные девонские, карбоновые, пермские, триасовые и юрские образования. Они

слагали континентальное поднятие, расположенное западнее и северо-западнее рассматриваемой территории [401]. Следует подчеркнуть, что в составе пород вышепоименованных стратонов наряду с альб-сеноманскими микрофоссилиями сохранились переотложенные девонские, карбоновые, пермские, триасовые и юрские формы [390, 391, 401]. На рубеже раннего и позднего мела, в связи с тектонической активизацией, на континентальном склоне заложился вулканоплутонический пояс, охвативший, по-видимому, помимо континентального склона и участки океанической коры. В конце раннего мела началось накопление кремнисто-вулканогенных образований, сформировался мафит-ультрамафитовый (офиолитовый) карагинский комплекс. Синхронно накоплению кремнистых пород продолжалось поступление на континентальный склон обломочного материала с поднятия, расположенного западнее. В зависимости от ускорения или замедления процессов денудации и вулканизма периодически происходило «вытеснение» вулканогенных образований терригенными отложениями и наоборот. Наряду с вулканитами образовались кремнисто-осадочные слоистые пачки в разрезе химкинской свиты. С активизацией глубинных разломов усиливалась вулканическая деятельность, образовывались покровные и субвулканические фации алисторского пикрит-базальтового вулканического комплекса, затем китильгинского латерального ряда вулканических комплексов существенно базальтового состава, объединяющего китильгинский, киргуропский, голубовский, верхненикольский и квахонский вулканические комплексы.

С запада продолжал поступать полимиктовый обломочный материал, слагающий среди вулканогенных образований покровных фаций вулканических комплексов пачки переслаивания терригенных и вулканогенных пород. Совместно с обломочным материалом переоткладывались микрофоссилии девонского, карбонового, пермского, триасового и юрского возрастов [427, 397, 283, 164]. Несколько позднее в западной части территории по глубинным разломам произошло внедрение интрузий дукукского габбро-норит-кортландитового плутонического комплекса, несущего кобальт-медно-никелевую с платиноидами минерализацию.

В сантоне—кампане вулканизм продолжался. В подводных, в том числе глубоководных условиях, происходило излияние лав базальтового состава, образование их туфов (гиалокластиков), кремнистых и кремнисто-глинистых пород. Формировались покровные фации ирунейского базальтового комплекса. Одновременно с кремнисто-вулканогенными образованиями ирунейского комплекса западнее накапливались терригенные отложения хозгонской свиты. С запада на восток терригенные отложения фациально сменялись вулканогенными породами, на что указывают пласты и пачки терригенных пород, аналогичных отложениям хозгонской свиты среди образований ирунейской свиты, и наличие туфов и потоков базальтов, аналогичных ирунейским в составе хозгонской свиты. Одновозрастны и органические остатки в этих свитах. Продолжали размываться палеозойские и до меловые мезозойские образования, слагающие поднятие, расположенное западнее и северо-западнее. На возраст размывающихся пород поднятия указывают переотложенные девонские, карбоновые, пермские, триасовые и юрские микрофоссилии, выделенные наряду с позднемеловыми из пород хозгонской и ирунейской свит [395, 283, 149, 390].

В конце кампана—начале маастрихта вулканизм сместился к востоку. Окончательно обозначились Приохотско-Укэляятская зона терригенного осадконакоп-

ления и Камчатско-Олюторская вулканическая зона. В связи с тектоно-магматической активизацией произошло, помимо смещения вулканизма к востоку, внедрение интрузий кольского плагиогранит-гранодиоритового комплекса в терригенные породы Приохотско-Укэляятской зоны. В восточной части Камчатско-Олюторской зоны продолжался интенсивный вулканизм. Преимущественно в подводных условиях накапливались мощные (более 3000 м) толщи вулканогенных основных и ультраосновных пород (кирганикская и хапицкая свиты, попутновская толща). Внедрялись субвулканические тела ультраосновного и основного, часто субщелочного состава и интрузии левоандриановского дунит-клинопироксенит-монцонитового, толбачикового клинопироксенит-габбро-монцонитового и останцового габбро-диоритового плутонических комплексов. С поднятия, расположенного западнее, продолжал поступать терригенный полимиктовый материал. Накапливались отложения маастрихтской кунунской свиты в Приохотско-Укэляятской зоне и маастрихт-датской тальниковской свиты в Камчатско-Олюторской зоне. В дании вулканизм прекратился, о чем свидетельствует резкое, но согласное перекрытие вулканитов хапицкой и кирганикской свит флишеидными полимиктовыми породами дроздовской свиты и благовидовской толщи палеоценового возраста. В палеоцене (верхняя часть дания—танет и, возможно, начало ипра) на континентальном склоне, сложенном породами хейванской, вахвинской групп и вулканитами мел-палеогенового возраста, происходило накопление терригенных отложений благовидовской толщи и дроздовской свиты, а также пород станиславской свиты и ветловской серии. Поставщиком обломочного материала по-прежнему служило поднятие, расположенное западнее, сложенное домеловыми породами и вулканогенными образованиями поздне мелового—палеоценового возраста, при размыве которых у континентального подножия образовался шлейф, сложенный в верхней части преимущественно грубообломочными породами с гравитационными олистостромами станиславской свиты, а ближе к ложу океана, в более глубоководной части, преимущественно тонкообломочными осадками и вулканистами ветловской серии.

В ипре, в связи с активизацией тектонических процессов, проявилась складчатость в Камчатско-Олюторской зоне, где ее следствием явилось расчешуивание пород, образование покровно-складчатых структур, тектоно-гравитационных микститов, зон полимиктовых терригенного и серпентинитового тектонических меланжей. По мнению Б. И. Сляднева, расчешуивание, блоковое перемещение пород и тектонические меланжи развиты только среди пород ветловской, станиславской, дроздовской, хапицкой свит и попутновской толщи. Среди пород китильгинского латерального ряда вулканических комплексов и тальниковской свиты, а также в поле пород, развитых в Приохотско-Укэляятской зоне, подобных преобразований пород нет.

После складчатости образовалась горная страна, которая при трансгрессии моря была быстро снивелирована. На материковой окраине образовалось мелководное море. Его ложем служили дислоцированные меловые и палеоценовые образования, впоследствии несогласно перекрытые терригенными породами среднеэоценового возраста. В это время в прогибах проявился трещинный дацит-андезитобазальт-базальтовый, базальтовый и дацит-андезитовый вулканизм (кубовский, козловский и прибрежный вулканические комплексы). На плечах прилегающих поднятий в среднем эоцене сформировались интрузии юрчикского

габбро-норитового и исхаладычского плагиигранитового плутонических комплексов. В начальную стадию образования прогибов накапливались угленосные отложения снатольской, чажминской свит и васильевской толщи. В позднем эоцене продолжалось терригенное осадконакопление в морском бассейне, накапливались мощные толщи терригенных пород в Тюшевском и Западно-Камчатском прогибах. В олигоцене на борту Тюшевского прогиба произошло становление интрузий шипунского плутонического комплекса.

Интерпретация геодинамических обстановок мел-палеогенового этапа геологической истории Камчатки, характеризующегося интенсивными проявлениями магматической активности, неоднозначна.

Изначально мел-палеогеновые образования рассматривались в качестве эвгеосинклинальных, а их формирование связывалось с существованием протяженного «Периокеанического» вулканического пояса, трассирующего «базальтовую» линию Азиатско-Тихоокеанской транзитали [19]. В дальнейшем преобладающее развитие получили представления о мел-палеогеновых образованиях как о разновозрастных островодужных, формировавшихся в пределах Палеоокеана и затем аккрегированных в единую структуру. При этом рассматривались различные варианты как моделей коллизии, так и времени реализации этих процессов [46].

В настоящее время все больше утверждаются представления о рифтогенной природе рассматриваемых мел-палеогеновых образований, формировавшихся *in situ* в высокопроницаемой пограничной зоне континент–океан с проградацией во времени рифтогенных процессов в восточном направлении [19].

Эта модель базируется на данных об особенностях площадного распространения вулканогенных образований, их тесных латеральных связях с терригенными отложениями континентального склона, подводном – глубоководном, ареальном характере вулканизма, а также основывается на специфических особенностях состава вулканических и интрузивных образований с преобладанием базальтов, в том числе их субщелочных и щелочных нередко калиевых разновидностей, постоянном присутствии пикритов, варьирующей щелочности, и мафит-ультрамафитовых плутонических комплексов, представленных расслоенными и концентрически-зональными интрузиями. Хорошо описываются этой моделью мантийной тектоно-магматической активизации и проявления раннемелового, позднемелового и эоценового метаморфизма, сформировавших современный облик метаморфических пород Срединного и Ганальского метаморфических выступов и обусловивших проявления корового гранитного магматизма.

Дальнейшая история региона связана с геодинамическим режимом формирования кайнозойских островодужных систем. В миоцене произошла существенная перестройка структурного плана региона, связанная с формированием островодужной системы линейных поднятий и прогибов, обособление которых происходило на фоне интенсивных блоковых движений. Видимо, в это время началось заложение Курило-Камчатского желоба, образовались Центрально-Камчатское поднятие внутренней вулканической дуги и Восточно-Камчатское поднятие внешней невулканической дуги, представленное цепью островов, сложенных меловыми и палеогеновыми породами (Восточные полуострова, Шипунское и Кроноцкое поднятия), разделенные Тюшевским наложенным прогибом, вероятно рифтогенной природы, который продолжал существовать в среднем и позднем миоцене. К западу от вулканической дуги, в пределах Западной Камчатки располагалось

мелководное окраинное море, в котором происходило накопление пород ильинской свиты с образованием в дальнейшем угольных проявлений и месторождений. Вулканическая дуга заложилась на гетерогенном фундаменте из меловых, палеогеновых пород и метаморфических образований Срединного выступа. В начальный период ее формирования вулканическая деятельность происходила в мелководной островной обстановке растущего вулканического поднятия. Вулканиды несогласно перекрыли образования Срединного массива, мел-палеоценовые и раннемиоценовые породы. Аналогичные палеогеографические условия возникли на Южной Камчатке, где формировались вулканогенные образования Курило-Южнокамчатской островодужной системы. Дальнейшее воздымание вулканических поднятий в позднем миоцене—плиоцене привело к превращению цепи островов в субареальные вулканические хребты, сложенные в Центральной Камчатке вулканогенными образованиями кимитинского, кававлинского, хахтунского и крерукского вулканических комплексов, а на Южной Камчатке — вулканами южнобыстринского, карымшинского и голыгинского вулканических комплексов. В Западно-Камчатском и Тюшевском прогибах синхронно вулканизму накапливались мелководные морские терригенные отложения с примесью вулканогенного материала (какертская, попереченская, корниловская, левожупановская, этолонская, беляевская свиты), а затем субконтинентальные и континентальные угленосные отложения (эрмановская свита). С процессом общего интенсивного поднятия было связано внедрение многочисленных, относительно небольших, преимущественно гранитоидных интрузий лавкинского, ахомтенского, плотниковского и стеновореченского плутонических комплексов. В связи с постмагматической гидротермальной деятельностью формировались золото-серебряные проявления и месторождения в Центрально-Камчатском и Южно-Камчатском вулканических поясах.

В конце миоцена вулканизм сместился к востоку от Центрально-Камчатского вулканического хребта. На месте Тюшевского прогиба образовалась Восточно-Камчатская фронтальная вулканическая дуга. Заложился Центрально-Камчатский рифт, который разделил внутреннюю и фронтальную вулканические дуги. В результате раздвига на плечах рифта происходило образование надвигов с падением поверхностей сместителей на северо-запад (на юго-восточном плече) и на юго-восток (на северо-западном плече). Вследствие горизонтального сжатия образуются надвиги и складки с восточной вергентностью в Тюшевском прогибе, подновляются образованные во время складчатости, в раннем—среднем эоцене, складчатые и разрывные структуры, «приобретая» восточную вергентность. Во фронтальной дуге формируется тумрокский вулканический комплекс, прорванный интрузиями быстринского плутонического комплекса, во внутренней дуге — крерукский, а в Южно-Камчатской подзоне — голыгинский вулканический комплекс. С формированием вулканических комплексов и прорывающих их интрузий среднего и кислого состава связано образование зон гидротермально измененных пород, вмещающих проявления и месторождения золота и серебра.

Следующая крупная перестройка произошла в конце плиоцена на рубеже четвертичного времени, когда сформировалась структура региона, близкая к современной. Активные вулканические процессы почти полностью сместились в сторону океана. Вулканизм охватил восточную часть региона и Центрально-Камчатский рифт, где вулканизм проявляется и в настоящее время. Смещение вулканизма

к востоку некоторые исследователи связывают с изменением падения (с пологого на крутое) зоны субдукции [98]. Постепенно прекратилась вулканическая деятельность в Срединном хребте. Активный вулканизм продолжается в Толбачикско-Ключевской рифтогенной зоне и на Восточной Камчатке. В четвертичное время активным субаэральным вулканизмом охвачена центральная и восточная часть региона, в результате чего сформировались крупные базальтовые, андезибазальтовые и андезитовые вулканы. В среднем и позднем плейстоцене происходил, особенно в восточной части региона, многофазный процесс кальдерообразования и связанное с ним формирование пемзово-игнимбритовых покровов. В позднем плейстоцене и голоцене вулканизм проявился главным образом в пределах кальдер. К ним приурочена активная и в настоящее время гидротермальная деятельность. В целом восточная часть территории, включая Центрально-Камчатский рифт, и в настоящее время отличается интенсивной тектонической активностью, высокой сейсмичностью, действующими вулканами и современными подвижками по разрывным нарушениям.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа установлены полезные ископаемые почти всех групп (кроме солей) – горючие, металлические и неметаллические, подземные воды. Наиболее значимыми для территории являются благородные и цветные металлы, россыпное золото, подземные воды. Практический интерес представляют также месторождения угля, торфа, строительных материалов.

На карту полезных ископаемых вынесены месторождения и другие прямые признаки полезных ископаемых – проявления, пункты минерализации, признаки нефтегазоносности, литогеохимические ореолы и потоки рассеяния. При этом, в качестве месторождений выделены объекты, которые учтены Государственным балансом запасов полезных ископаемых РФ, в качестве проявлений выделены перспективные объекты – потенциальные месторождения, все прочие объекты отнесены к пунктам минерализации. Ореолы и потоки рассеяния вынесены только на площадях с малой насыщенностью проявлениями полезных ископаемых, а также для дефицитных видов минерального сырья.

Приводимые запасы и ресурсы полезных ископаемых по объектам утверждены на 1.01.2005 г. ТКЗ Территориального агентства по недропользованию по Камчатской области и Корякскому автономному округу.

При характеристике видов полезных ископаемых в объяснительной записке приводится краткое описание наиболее представительных объектов. Характеристику остальных объектов можно найти в таблицах электронной версии карты.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ И ГАЗ

Территория листа в своей западной части до Срединно-Камчатского горст-антиклинория принадлежит к Охотской нефтегазоносной провинции, восточнее горст-антиклинория – к Притихоокеанской нефтегазоносной провинции. Охотская провинция представлена Западно-Камчатской нефтегазоносной областью (НГО), а также Южно-Охотской и Центрально-Охотской прогнозируемыми нефтегазоносными областями (ПНГО). Притихоокеанская провинция представлена Восточно-Камчатской ПНГО. Вне провинций находится Центрально-Камчатская ПНГО. Нефтегазоносные области приурочены к структурам 1-го порядка: Западно-Камчатская – к Западно-Камчатскому прогибу, Центрально-Камчатская – к Центрально-Камчатскому рифту, Восточно-Камчатская – к Тюшевскому прогибу; Южно-Охотская ПНГО приурочена к структуре 2-го порядка, Гольгинскому прогибу.

Нефть. Собственно нефтяные проявления установлены лишь в Восточно-Камчатской прогнозируемой нефтегазоносной области в пределах Тюшевского прогиба. Всего проявлений пять, выявлены они при стратиграфических и геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000 в период 1963–1975 гг.

На р. Дроздовская (II-6-1) и в верховьях р. Четвертая (II-6-4) нефть образует пленки на поверхности воды, вытекающей из зон дробления пород станиславской свиты или пропитывает участки площадью до 0,4 м². Анализы не выполнялись.

Проявления рек Третья (II-6-2) и Четвертая (II-6-3) характеризуются пропиткой нефтью аргиллитов чажминской свиты участками 0,5 × 0,4 и 0,6 × 1,0 м в тектонической зоне. Нефтью пропитаны также отложения аллювиальных террас мощностью 0,5 м. Удельный вес нефти – 0,9143. Содержание (%): серы – 0,15; азота – 0,2; парафина – 0,02; асфальтенов – 1,4; смол силикагеновых – 5,4; сумма асфальто-смолистых веществ – 6,8. Нефть относится к нафтено-ароматическому типу.

В кальдере Узон (III-4-5) на Центральном термальном поле вблизи грязевых котлов отмечается нефть в виде масляных пленок и эмульсии, всплывающей на поверхность. Нефть метано-нафтено-ароматического типа. Удельный вес – 0,9148. Содержание (%): серы – 2; смол – 9,3; парафина – 2,1.

Нефть и газ. Имеются четыре проявления нефти и газа. Наиболее значительными являются Богачевское и Двухлагерное в Тюшевском прогибе, в долине р. Богачевка.

На проявлении Богачевское (II-5-19) из естественного выхода среди аллювиальных отложений, перекрывающих песчаники, аргиллиты, алевролиты чажминской свиты, поступает нефть с дебитом 10 л/сут (максимальный 16 л/сут). Нефть прозрачная, светло-желтая, с резким запахом керосина, вязкая, быстро воспламеняется. Удельный вес при 15 °С – 0,879; при 20 °С – 0,750. В 20 из 88 скважин в интервале 95–565 м отмечались пленки и примазки нефти, вкрапленность битума в песчаниках, алевролитах, аргиллитах тундровской и чажминской свит. В скв. № Р-2 с интервала 1370–1395 м получено около 100 кг нефти, а с интервала 1255–1265 м – около 1,5 т. В скв. № Р-6 с интервала 2366–2501 м за 10 дней собрано 400 кг парафинистой нефти, а за все время испытания (около месяца) с этого интервала собрано около 1,5 т нефти. Удельный вес нефти при 20 °С – 0,8573.

Выходы газа на поверхность на площади около 40 км² приурочены к зонам дробления. Дебит 5–50 м³/сут. Газопроявления отмечались в 27 из 88 скважин в интервале 70–565 м. Наиболее значительное газирование в скв. № Р-2 в интервале 1370–1395 м с дебитом 60 м³/сут. Газ до 90,4 % состоит из углеводородов – метана до 88,88 %, высших его гомологов – 7,92 %. Породы чажминской свиты обладают повышенной битуминозностью – до 0,7 %. Битумы осмоленные, маслянистые.

На проявлении нефти и газа Двухлагерное (II-5-20) из 58 пробуренных скважин нефть выявлена в 16, газ – в 5. Проявление приурочено к трещиноватым, смятым, с крутыми углами падения (до 70°) породам чажминской свиты и возможно тундровской свиты. В скв. № 28 – примазки нефти по трещинам. В скв. № ГК-2 в 1957 г. зафиксирован приток минерализованной воды с пленкой нефти. При консервации скважины в 1960 г. обнаружена нефть. Удельный вес ее – 0,9534, температура застывания 20 °С. Содержание (%): смолы – 36, кокс – 4,0, парафин –

0,48, сера – 1. В скв. № 1 газирование наблюдалось в интервалах 510–675 и 1189–1192 м. Газ содержит 95,5% метана.

В Западно-Камчатской нефтегазоносной области единственное проявление нефти и газа Конмогское (I-1-9) выявлено в воде холодного сероводородного источника в верховьях р. Тхонма, где установлены нафтеновые кислоты (0,2 мг/л), тяжелые углеводороды и метан в количестве 17,4 %.

В Южно-Охотской прогнозируемой нефтегазоносной области проявление нефти и газа (VI-2-7) связано с источниками термоминеральных вод Саванские (VI-2-6). Вдоль зоны дробления длиной 90 м зафиксировано 15 выходов газа. Дебит двух наиболее мощных выходов 30 м³/сут. Газ бесцветный. В его составе 75–78 % метана, до 1,5 % тяжелых углеводородов, около 20 % азота. Газ выделяется в любом шурфе или закопашке, которые пройдены в пределах зоны дробления на площади 450 м². Состав газа из сухих выходов (%): CH₄ – 75–78; C₂H₆ – 0,96–1,4; C₃H₈ – до 0,1. В горячих источниках (%): CH₄ – 82–84; C₂H₆ – 0,24–0,9; C₃H₈ – до 0,003. В термальных ваннах отмечаются радужные пленки с запахом керосина. Пленки и мелкие голубые капельки диаметром 2–5 мм появляются на поверхности воды, которая заполняет шурфы глубиной до 2 м, пройденные на месте выходов газа. Собранная из пленок и капель светлая, жирная на ощупь жидкость по составу соответствует керосиновой фракции нефти и имеет нефтяную ароматическую природу. Содержание нефтепродукта в глинистых песках 0,188–0,236 %.

Газ горючий. Всего на площади установлено 16 проявлений горючего газа: в Западно-Камчатской НГО – 8, в Восточно-Камчатской ПНГО – 5, в Центрально-Камчатской ПНГО – 1, в Южно-Охотской ПНГО – 1, Центрально-Охотской ПНГО – 1. Наибольшее количество проявлений (пять) в Колпаковской зоне нефтегазоаккумуляции Западно-Камчатской НГО (II-1-17, 20, 24, 28; III-1-5).

На проявлении горючего газа Южно-Кунжикское (II-1-17) на р. Кунжик в поисковой Южно-Кунжикской скв. 1 в интервале 1634–1676 м в породах утхолокской свиты получен приток разгазированной пластовой воды дебитом 86,6 м³/сут. Состав газа (%): CH₄ – 95,2; C₂H₆ – 1,084; C₃H₈ – 0,18; iC₄H₁₀ – 0,66; nC₄H₁₀ – 0,03; iC₅H₁₂ – 0,02; nC₅H₁₂ – 0,003; iC₆H₁₄ – 0,001; N₂ – 2,8.

На проявлении Таучское (II-1-20) в параметрической скв. Таучская-1 с глубины 1397–1411 м из верхнемеловых отложений получен приток минерализованной воды с растворенным углеводородным газом. Дебит 140 м³/сут, минерализация 25,6 г/л. Содержание метана 76,8–86,5 %, тяжелых углеводородов до 0,3 %.

В параметрической скв. Предгорная-1 (II-1-24) в туфоогенно-осадочных отложениях эрмановской свиты в интервале 902–929 м получен приток разгазированной воды с дебитом до 753,8 м³/сут. Минерализация воды 1,25 г/л. Растворенный газ содержит 89,5 % метана и небольшое количество тяжелых углеводородов – 0,85 %. В интервале 2102–2114 м получен приток газа дебитом 2,28 тыс. м³/сут. Состав газа (%): CH₄ – 67,9; C₂H₆ – 24,2; C₃H₈ – 7,3.

В поисковой скв. Восточно-Квакчикская-1 (II-1-28) в туфоаргиллитах, туфоалевролитах утхолокской свиты на глубине 1883–1911 м получен приток пластовой газированной воды дебитом 8 м³/сут. Минерализация 17 г/л. В состав газа входят (%): C₂H₄ – 84,3; C₂H₆ – 0,7; C₃H₈ – 0,8.

В поисковой скв. Южно-Брюмкинская-1 (III-1-5) в интервалах глубин 1524–1529; 1602–1630 (туфопесчаники ковачинской и снатольской свит); 1677–1692 м

(подошва эоцена–кровля верхнего мела) получены притоки пластовых вод с растворенным газом дебитом соответственно 131,8; 131,5; 120,1 м³/сут. Состав газа (%): CH₄ – 44,94; C₂H₆ – 1,58; C₃H₈ – 3,8; iC₄H₁₀ – 0,8; nC₄H₁₀ – 2,5; iC₅H₁₂ – 0,83; nC₅H₁₂ – 0,69; iC₆H₁₄ – 0,23; nC₆H₁₄ – 0,11.

В Ичинской зоне нефтегазонакопления установлено три проявления горючего газа (I-1-12, 21; II-1-2).

На проявлении Верхненизконское (I-1-12) в скв. № ГК-3 в интервале 600,3–609,1 м газ выделяется непрерывно. В состав газа входят: CH₄ – 81,5%; C₂H₆ – 0,8%. В скв. № ГК-5 в газе содержание тяжелых углеводородов до 0,15%, CH₄ – 69,3%. Содержание битума в породах достигает 0,626%. Битумоид легкий, маслянистый, содержит до 10–78% смол.

На проявлении Тваянское (I-1-21) в скв. Тваянская-1 в туфопесчаниках миоцена на глубинах 780–800 и 1082–1156 м получен приток минерализованной воды с растворенным газом дебитом до 109 м³/сут. Содержание метана до 74,7%. Минерализация воды 10,7 г/дм³.

На проявлении Крутогорское (II-1-2) в параметрической скв. Крутогорская-1 в аргиллитах утхолокской свиты в интервале 1214–1219 м получен приток свободного газа с дебитом около 2,5 м³/сут.

Лишь одно проявление – Большерецкое (V-1-6) выявлено в Кольском ПГНР. В параметрической скв. Большерецкая-1 из песчаников олигоцена–миоцена в интервалах 1320–1360; 1458–1510; 1637–1678 м были получены притоки пластовых вод с растворенным газом. Содержание метана в газе составляет 88–96,6%, тяжелых углеводородов – 0,3–0,5%.

Восточно-Камчатская ПНГО включает пять собственно газовых проявлений.

На проявлении р. Малая Чажма (II-6-7) в песчаниках, аргиллитах тундровской свиты с резким шумом выходит газ. Горит голубовато-красным пламенем высотой более 1 м. Вблизи горячий источник с газом. Дебит газа более 400 см³/мин. Состав: CH₄ – 9,19%; C₂H₂ – 0,4%. В 200 м ниже из трещин выходит газ, горящий интенсивно синим пламенем. Содержание метана – 72,9%.

В устье р. Ракитинская (II-6-8) газ выходит из трещиноватых аргиллитов горбушинской свиты. Выделение газа пульсирующее. Газ бесцветный, горит синеватым коптящим пламенем. Содержание метана – 94,5%.

На проявлении р. Волчья (II-6-18) в скважинах ГК № 1 и ГК, пробуренных в сводовой части антиклинали в песчаниках горбушинской свиты, с интервала 1325–1343,8 м выделяется газ. Горит синим пламенем, не опробован.

На р. Верхний Стан (III-4-7) на протяжении 4 км в русле реки и на берегах зафиксированы кратковременные выделения газа. Газ вспыхивает красновато-синим пламенем. Анализы не проводились.

На проявлении Столбовское (III-5-1) в семи скважинах, пробуренных на Столбовской структуре, выявлен газ в интервале 390–913 м. Газ горит синим или голубовато-желтым пламенем. Метана до 1,5%.

В Центрально-Камчатской ПНГО горючий газ представлен одним проявлением – Долиновское (II-3-16). В параметрической скв. Долиновская-1 в эоценовых терригенных отложениях в интервале 1348–1354 м отмечено разгазирование бурового раствора. Дебит разгазированной воды 3,5 м³/сут. Газ на 89,7% состоит из метана. В скв. № 2 в интервале 2371–2381 м дебит разгазированного раствора со-

ставляет 0,8–1,0 м³/ч. В пробе с глубины 1975 м содержание метана 72,96 %; тяжелых углеводородов в сумме – 2,51 %. Проявление связано с породами палеогена.

В Южно-Охотской ПНГО проявление горючего газа (VI-2-3) зафиксировано в кальдере вулкана Опала в Нижнеопальских источниках холодных минеральных вод (VI-2-2), в которых в составе газа преобладает углекислый (51 %) или метан (41–73 %). Тяжелые углеводороды присутствуют до 0,16 %.

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Уголь. Все угольные объекты на территории листа расположены в пределах Западно-Камчатской депрессии, принадлежат к Крутогоровскому угленосному району Западно-Камчатского угленосного бассейна.

Угленосность территории исследована в процессе средне- и крупномасштабных съемок, поисковых и разведочных работ. Всего установлено одно среднее месторождение и три проявления каменного угля, а также 32 проявления бурого угля.

Единственное на площади месторождение – Крутогоровское (II-1-13) является наиболее крупным угольным месторождением Камчатки. Площадь его сложена миоценовыми отложениями ильинской свиты, образующими синклинальную складку, разбитую серией разрывных нарушений на ряд блоков. Мощность отложений 200–400 м. Выявлено 20 угольных пластов, из них 10 рабочей мощности (1,1–2,5 м). Глубина залегающих пластов от 0 до 295,0 м, в среднем – 57 м. По сложности строения месторождение относится к третьей группе. Угли каменные, марки Д. Влажность угля 3,4–4,9 %, зольность 27–36,7 %, теплота сгорания 29,88–32,18 МДж/кг. Балансовые запасы угля составляют (млн т): по категории В – 3,9, С₁ – 92,5, С₂ – 162; забалансовые – 54.

В верховьях р. Тхонма (I-1-15) в отложениях ильинской свиты установлено шесть пластов каменных углей мощностью 0,2–1,2 м. Угли черные до буро-черных. Первые – прочные, с острым раковистым изломом, толстоплитчатые, быстро воспламеняющиеся. По простиранию не прослежены. Влажность углей 10,24–10,63 %, зольность – 22,25–35,2 %, содержание летучих 57,9–61,55 %.

На проявлении каменного угля на р. Ския (II-1-5) шурфом вскрыт пласт каменного угля мощностью 1,1 м. На проявлении Сидминское (III-1-15) в эоценовых отложениях снатовской свиты выявлено 10 сближенных прослоев углей суммарной мощностью 55 м, протяженностью 18 м. Влажность углей 5,35–10,7 %, теплота сгорания 7221 ккал/кг.

Многочисленные буроугольные проявления установлены в миоценовых отложениях. Количественно угленосность оценить трудно в силу того, что процесс угленакопления характеризуется невыдержанностью в площадном отношении. Угли разубожены, обладают низкими топливными качествами и сложным строением угольных пластов. Наибольшей угленосностью обладают отложения самых верхних горизонтов миоцена – отложения эрмановской свиты.

Мощности угольных пластов в эрмановской свите от 0,2 до 3,65 м. На р. Порожистая (IV-1-24) мощность угленосной пачки 3,5 м. На р. Сайчик (I-1-5) пласт угля мощностью 1,4 м прослежен на 8 км по обоим бортам реки. По р. Низкона на проявлении Северное (I-1-13) в скв. ГП-1 на интервале глубины 49–200,5 м в песчаниках и алевролитах выявлено семь пластов бурого угля мощностью от 2 до 5 м, в скв. №1 (I-1-8) пять пластов мощностью от 0,5–1,1 м. На р. Сред. Воровская (III-1-13) выход бурого угля прослежен на 5 км. Здесь установлено 10 пластов с суммарной мощностью 1,1 м и максимальной мощностью пласта 0,4 м.

Характеристики угля: влажность — 6,91–14,97 %, зольность — 12,02–53,75%, теплотворная способность — 5335–6164 ккал/кг (IV-1-24; V-1-2, 3).

В этолонской свите выявлены восемь буроугольных проявлений. На правом борту р. Сайчик выявлено три (I-1-3) и два (I-1-4) пласта с мощностями от 0,2 до 2,5 м. На левом борту р. Лев. Кихчик (V-1-1) угленосная пачка мощностью до 8 м прослежена на 5 км. Остальные проявления имеют близкие параметры. Угли малые, бурого и черного цвета, часто содержат примесь терригенного материала. Зольность до 11,76 %, влажность до 22,5 %, теплотворная способность до 6490 ккал/кг.

Проявления бурого угля промышленного значения не имеют.

Торф. Западно-Камчатская равнина, Центрально-Камчатская депрессия и юго-восток площади листа представляют собой крупнейшую площадь голоценового торфонакопления. Всего выявлено 21 крупное, 10 средних, 9 мелких месторождений торфа. Балансовые запасы торфа составляют 0,73 млрд т, в том числе по категории А — 66 млн т.

В качестве примеров можно рассмотреть несколько месторождений торфа из разных районов территории листа.

На Западно-Камчатской равнине одним из крупных и хорошо изученных месторождений является месторождение ВЭРЭГЭ в нижнем течении р. Сред. Воровская (III-1-11). Площадь его на поверхности 5748 га, в промышленных границах — 4550 га. Средняя мощность торфа 2,58 м, максимальная — 6,3 м. Общетехнические средние свойства торфа (%): степень разложения — 28, зольность — 6,5, естественная влажность — 87,1, кислотность — 4,5. Общие запасы — 117 549 тыс. м³, запасы воздушно-сухого при 40 %-ной условной влажности — 22 671 тыс. т. Запасы торфа по категории А составляют 22,7 млн т.

В северной части Центрально-Камчатской депрессии одним из крупных разрабатываемых месторождений торфа является Долиновское (II-4-2). Торфяная залежь низинного типа приурочена к поверхностям первой и второй надпойменных террас. Площадь залежи в промышленных границах 2333 га. Она сложена лесным осоковым и древесно-осоковым видами торфа с редкими прослоями (2–5 см) вулканического пепла. Средняя мощность торфяников 3,3 м, средняя зольность — 23,5 %, степень разложения — 33 %, влажность — 87,6 %. Запасы торфа при влажности 40 % по категории А — 11 млн т.

Ближайшими к г. Петропавловск-Камчатский разрабатываемыми месторождениями торфа являются Дальнее, Николаевская Тундра, Совхозное.

Месторождение Николаевская Тундра (V-3-24) расположено на прибрежной дельтовой равнине р. Авача. Торфяная залежь подстилается аллювиальными суглинками, супесями, песками, обводнена. Питание происходит за счет грунтовых и частично паводковых вод, атмосферных осадков. Выделены два типа беспнистых залежей — переходная и низинная. Степень разложения 19–35 %, зольность 29–46 %, влажность 79,4–89,3 %, средняя глубина разработки 2,24 м, площадь 8500 га. Балансовые запасы по категории А — 3,6 млн т.

Месторождение Совхозное (V-3-26) имеет площадь 278 га при средней глубине отработки 3,38 м. Запасы по категории А — 9,4 млн т.

В целом торфяные залежи преимущественно низинного, реже переходного топяного, мочажинно-переходного, переходного кустарничкового топяного типов. В формировании их принимают участие топяно-лесной, осоковый, древесно-осо-

ковый, лесной осоковый, осоково-сфагновый, древесно-сфагновый, сфагновый виды растительности. Промышленная глубина 0,6–1,1 м, глубина разработки от 2,24 до 13 м. Влажность – от 40 до 91 %, степень разложения – 23–33 %, зольность – 7,85 (III-1-4) – 29,9 %. Торф может быть использован в качестве топлива, удобрения в сельском хозяйстве, строительного материала для утепления и грунта для озеленения.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. Известно одно коренное проявление железа – на мысе Рудный (V-4-7), где железо присутствует в комплексе с медью и палладием и описано при характеристике меднорудных объектов.

Более известно железо в морских россыпях. В настоящее время установлено одно промышленное и три непромышленных месторождения современных пляжевых титаномагнетитовых песков по восточному морскому побережью от п-ова Кроноцкий до пляжей в районе г. Петропавловск-Камчатский.

Малое месторождение Халактырское (V-4-12) расположено на северо-восток от областного центра, имеет протяженность 43 км при ширине от 500 до 5000 м. Мощность продуктивного горизонта, приуроченного к верхней части разреза, от 2 до 10 м. В контуре детальной разведки длина россыпи 13,9 км, ширина от 100 до 950 м. Рудные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом, мартитом, ильменитом. Содержание полезных компонентов в песках (%): общего железа – от 11,8 до 14,5; двуокиси титана – от 1,42 до 1,77; пятиокиси ванадия – от 0,06 до 0,11. Мокрой магнитной сепарацией извлекается концентрат с содержанием (%): железа – 58,1; двуокиси титана – 9,72; пятиокиси ванадия – 0,46. Содержание вредных примесей в концентрате: серы – 0,01 %; фосфора – 0,032 %. Коэффициент основности – 0,51; кремнистый модуль – 0,82. По качеству пески относятся к числу бедных труднообогатимых железных руд. Запасы руды (тыс.т) по категории В – 2220, С₁ – 2867 [374].

Непромышленная россыпь Кроноцкая (IV-4-3) в районе устья р. Карымская имеет протяженность 17 км при ширине 30–80 м. Содержание магнетита в тяжелой фракции колеблется от 0,5 до 15 %. Минералогический анализ показал содержание магнетита от 0,6 до 2,02 %. Прогнозные ресурсы магнетитового концентрата по категории Р₁ – 18,8 млн т [306].

Непромышленная россыпь магнетита и титаномагнетита Мал. Семячик (III-5-14) установлена в морских пляжных песках в районе лимана Семячик. Протяженность 10 км, ширина пляжа от 80 до 600 м. Мощность песков 2–10 м. Содержание магнетита и титаномагнетита в песках 2–13 %. Обнаружены линзы магнетита мощностью 5–70 см. Содержание триоксида железа 7,35–21,6 %; свободного железа – 5,14–15,17 %; двуокиси титана – 0,63–2,73 % [123].

Непромышленная россыпь магнетита и титаномагнетита Богачевская (III-5-3) установлена в морских пляжных песках Кроноцкого залива к северо-востоку от устья р. Богачевка. Протяженность россыпи 32 км. Мощность песков 2–10 м. Содержание магнетита и титаномагнетита 2–13 %.

Россыпи титаномагнетита, кроме Халактырской, промышленного значения не имеют.

Марганец. Марганцевые руды представлены двумя проявлениями и восемью пунктами минерализации. Приурочены они преимущественно к образованиям ветловской серии палеоцена—эоцена, хапицкого комплекса верхнего мела—палеоцена и ирунейской свиты верхнего мела. По одному пункту минерализации приурочено к метатерригенным образованиям хейванской свиты нижнего—верхнего мела и вулканогенно-осадочным породам мутновской толщи олигоцена—миоцена.

Наиболее сконцентрирована марганцевая минерализация в прогнозируемом Ветловском марганцеворудном районе Валагинско-Карагинской хромово-медно-золоторудной минерагенической зоны. В отложениях ветловской серии отмечаются омарганцованные аргиллиты, алевролиты, мергели, кремнистые породы (I-6-2, 3, 5, 19; III-3-6) сильно брекчированные, окварцованные и ожелезненные. Мощность пластов 1—12 м, протяженность от 40 м до 1 км. Рудные минералы — псиломелан, пиролюзит, родонит. Содержания марганца от 9,41 до 47,62 %.

Проявление марганца в пачке кремней хапицкой свиты (I-6-11) представляет собой линзу сульфидизированной марганцевой руды мощностью 2,5—8 м, протяженностью 50 м со средним содержанием марганца 36 %.

В туфоалевролитах и кремнистых сланцах ирунейской свиты проявление марганца Юртиное (III-2-35) представлено прожилками, линзами, гнездами, образующими в целом линзовидное тело 55 × 125 м. Состав руд пиролюзит-псиломелановый с включением гематита, родохрозита, магнетита, халькопирита, пирита. Содержания марганца от 0,6 до 12,4 %, при среднем — 3,9 %. Прогнозные ресурсы марганцевых руд P_1 на глубину 50 м составляют 28,6 тыс. т [42].

Пункт минерализации Правооблуковинский (II-2-22) специфичен тем, что минерализация локализуется в кварцевой жиле в метапесчаниках хейванской свиты. Содержание марганца на интервале обогащения с параметрами 0,4 × 5 м составляет 34—79 %.

В целом проявления марганцевых руд промышленного значения не имеют.

Хром. Хромитовые руды связаны с ранне-поздне меловым габбро-дунит-гарцбургитовым карагинским комплексом. Всего выявлено одно проявление и два пункта минерализации хрома.

На проявлении хрома горы Попутная (II-5-16) в аподунитовых серпентинитах вскрыто линзообразное тело сплошных хромитовых руд с максимальным размером 3,3 × 15,0 м. В целом рудная залежь с вмещающими породами слагает блок-отторженец площадью не менее 30 × 30 м, заключенный в щебнисто-глыбовый коллювий, который сцементирован карбонатом, гипсом, лимонитом. Структура руд катаклазитовая, мелко- и среднезернистая; текстура массивная, пятнистая. В хромите наблюдается вкрапленность и микропрожилки магнетита, пирротина, халькопирита. Качество руд высокое, содержание Cr_2O_3 в массивных рудах от 52,42 до 58,9 %. Содержание меди от 0,2 до 0,7 %.

Расположенный в 8 км северо-западнее пункт минерализации хрома горы Крыша (II-5-14) характеризуется наличием в аподунитовых серпентинитах карагинского комплекса жилы массивных хромитов с вкрапленностью и микропрожилками магнетита, пирротина и халькопирита. Мощность жилы 2 м. Прослежена она на 4 м. Содержание хрома в рудах 40,94 и 52,42 %, рения 0,3 г/т.

Пункт минерализации хрома на п-ове Кроноцкий (II-6-17) характеризуется шширами массивной хромитовой руды размером до 10 × 5 см, а также зонами с

точечной вкрапленностью хромита протяженностью до 100 м в серпентинизированных гипербазитах карагинского комплекса. В шлирах содержание хрома 17,3 %, в зонах вкрапленных руд – 11,4 %. Сопутствующими являются платина – 0,02 г/т, палладий – 0,01–0,15 г/т.

Имеющиеся проявления хромитовых руд промышленного интереса не представляют, хотя хромиты горы Попутная все же изучены недостаточно.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Проявления меди преобладают в Срединной минерагенической зоне. В остальных минерагенических зонах они единичны, а в зоне Центрально-Камчатского вулканического пояса и вовсе отсутствуют. Связаны медные руды с геологическими комплексами разных возрастов и представлены преимущественно рудными формациями: медно-молибден-порфировой, меднорудной ортоклазовой золотосодержащей, медно-порфировой золотосодержащей, сульфидной медно-никелевой.

В Хим-Кирганикском узле установлены пять комплексных проявлений меди и золота (II-2-3, 5, 7, 12, 14). Эту группу можно охарактеризовать на примере наиболее представительного из них – проявления Кирганикское (II-2-12).

Это проявление сложено верхнемеловыми–палеоценовыми вулканогенными породами кирганикской свиты, прорванными позднемеловыми–палеоценовыми субщелочными субвулканическими телами и дайками кирганикского комплекса (в том числе шонкинитами), а также миоценовыми диорит-порфиритами лавкинского комплекса. Породы свиты преобразованы в биотит-ортоклазовые, биотит-пироксен-ортоклазовые, пироксен-ортоклазовые метасоматиты, с которыми связано медное оруденение. Выявлено пять крутопадающих пластовых залежей вкрапленных и прожилково-вкрапленных сульфидных руд мощностью 15–200 м и протяженностью 200–1250 м. Одна из них изучена скважинами на глубину 323,5 м. Средние содержания меди в залежах 0,25–1,2 % (максимальные – 5 %), золота до 16,2 г/т, серебра до 22,0 г/т, платины до 0,8 г/т, палладия до 1,0 г/т, скандия до 0,001 %. Наиболее богатое медное оруденение локализуется в биотит-ортоклазовых метасоматитах и в зонах перехода в биотит-пироксен-ортоклазовых. Высокие содержания золота приурочены к богатым медным рудам. Рудные минералы – пирит, халькопирит, магнетит, борнит, халькозин, гематит, золото самородное. Золото (0,5–25,2 г/т) связано также с поздними зонами кварц-серицит-карбонатных пород мощностью 20–40 м, протяженностью 800 м.

В технологической пробе весом 500 кг борнит-халькопирит-халькозиновых руд в биотит-пироксен-ортоклазовых метасоматитах средние содержания полезных компонентов составили: меди – 0,76%; Au – 0,2 г/т; серебра – 2,4 г/т.

Прогнозные ресурсы проявления Кирганикское составляют (тыс. т): меди по категориям – P_1 – 480 (среднее содержание 0,71 %), P_2 – 425 (0,5 %); золота – по P_1 – 50,7 т (0,75 г/т), P_2 – 42,3 т (0,5 г/т); серебра – по P_1 – 473,3 т (7 г/т), по P_2 – 507 т (6 г/т) [221].

Прогнозные ресурсы: проявления Хим (II-2-3) по категории P_2 – 310 тыс. т меди, категории P_3 меди – 307,6 тыс. т, золота – 7,8 т, серебра – 89,5 т; проявления Сухое (II-2-7) категории P_2 меди – 110 тыс. т, категории P_3 меди – 160 тыс. т, золота – 6 т; проявления Позднее (II-2-5) категории P_2 – 73 тыс. т меди, категории P_3 меди – 263,2 тыс. т, золота – 9,2 т [221].

Охарактеризованные проявления являются гидротермально-метасоматическими и относятся к меднорудной ортоклазовой золотосодержащей формации.

Аналогичными по генезису и формационному типу являются проявления и пункты минерализации меди, а также меди в комплексе с золотом, серебром, молибденом, составляющие прогнозируемый Шаромский молибденово-меднорудный узел (III-2-2, 6, 8, 12, 14, 16, 19) в бассейнах правых притоков р. Андриановка и р. Кенсол.

Наиболее представительным является проявление Шаромское (III-2-12). Сложено образованиями кирганикской свиты, прорванными небольшими штоками и дайками позднемеловых кварцевых диорит-порфиритов. Породы интенсивно пропилитизированы, в центральной части изменены до щелочных метасоматитов биотит-кварц-ортоклазового и кварц-серицит-ортоклазового состава, с которыми связаны наиболее богатые медные руды. Границы зон метасоматитов крутые, сложной конфигурации и прослежены до глубин 300–400 м. Установлены два типа руд – борнит-халькопиритовый и халькопирит-пиритовый. Наиболее богатый тип руд – борнит-халькопиритовый. Слагает он главное рудное тело площадью 7,5 тыс. м², глубиной 113,8 м, трубообразной формы. От периферии залежи к центру содержание меди изменяется от 0,4 до 10,32 % (среднее 1,09 %), золота 0,1–3,0 г/т, серебра до 14 г/т. По скважине в интервале 22,5–65,8 м меди 0,41–1,52 %. Текстура руд прожилково-вкрапленная и гнездовая. Рудные минералы: халькопирит, борнит, пирит, сфалерит, галенит, золото. Руды окислены на мощность 22,5–40 м. Прогнозные ресурсы категории P₂ составляют 25 тыс. т меди при содержании от 0,04 до 10,32 % (среднее 0,6 %) [421].

Проявления и пункты минерализации меди в комплексе с молибденом и золотом (II-2-48, 49, 51, 52), пространственно и генетически связанные с миоценовыми гранодиоритами и диоритами лавкинского комплекса, образуют прогнозируемый Крутогоровско-Андриановский молибден-меднорудный узел северо-западного простирания протяженностью около 40 км.

Наиболее крупным и лучше изученным из этой группы является проявление меди, молибдена и золота Малахитовое (II-2-48) в бассейне верхнего течения р. Крутогорова. Изучено оно детальными поисками с бурением скважин глубиной до 140 м. Расположено проявление в пределах миоценовой интрузии гранодиоритов, кварцевых диоритов лавкинского комплекса. Рудное тело вытянуто в северо-западном направлении на 3 км при ширине до 1 км, площадью около 2,5 км². Оруденение вкрапленное, прожилково-вкрапленное молибденит-халькопиритовое носит штокверковый характер. Центральная часть рудного тела сложена окварцованными, калишпатизированными гранодиорит-порфирами с убогой халькопирит-пирит-молибденовой минерализацией (Cu – 0,03 %, Mo – 0,008 %). Более богатые руды приурочены к северо-восточному, восточному и юго-восточному флангам штокверка, локализуясь в эндо- и экзоконтакте гранодиорит-порфиров и образуя в плане тело подковообразной формы. Площадь выхода богатых руд в плане (200–300) × 600 м. Мощность кварцевых прожилков от первых мм до первых см, редко до 0,4 м. Молибденитовая минерализация приурочена к кварцевым жилам, прожилкам, линзам, дайкам аплитов. Пирит-халькопиритовая – более равномерно распределена по всему штокверку. Рудные минералы: пирит, халькопирит, магнетит, молибденит. Содержание Cu более 0,4 %, в зоне окисления мощностью 35–40 м содержание Cu – 0,55 %, Mo – 0,021 % на мощность 55 м. В отдельных

пробах Cu до 1,26 %, Mo до 0,1 %. Прогнозные ресурсы составляют (тыс. т): Cu (среднее содержание – 0,47 %) – по категории P₁ – 1021,5; P₂ – 852,4 [259].

Медно-молибденовое оруденение рассматриваемой группы имеет гидротермально-метасоматический генезис и принадлежит к золотосодержащей медно-молибден-порфировой формации.

Проявление на правом борту долины р. Андриановка (II-3-27) приурочено к зоне 270 × 1100 м пропилитизированных пород кирганинской свиты верхнего мела-палеоцена. Содержание серебра до 70 г/т, меди – 1 %, цинка – 0,5 %.

Руды меди обнаружены также на полуостровах Кроноцкий и Шипунский, но, несомненно, количество рудных точек и особенно их параметры значительно уступают таковым в Срединной минерагенической зоне. На Кроноцком полуострове проявление (II-6-15) и пункты минерализации (II-6-16, 20; III-6-3) связаны с небольшими ранне-, позднемеловыми ультраосновными телами карагинского комплекса. На п-ове Шипунский расположены проявления меди с золотом и серебром (IV-4-5), меди с железом и палладием (V-4-7), а также пункты минерализации меди (V-5-1); меди, золота, серебра (V-4-8, 9). Они пространственно и генетически связаны с олигоценовым габбро-диоритовым шипунским комплексом. На проявлении мыса Рудный (V-4-7) в зоне контакта габброидов и кварцевых диоритов установлено 11 линзовидных тел массивных сульфидно-магнетитовых руд мощностью от 0,2 до 2 м и протяженностью до 230 м, а также ряд зон с прожилково-вкрапленной и шлировой минерализацией. Рудные минералы: пирит, халькопирит, магнетит, титаномагнетит, ильменит, гематит, пирротин, халькозин, марказит, ковеллин, куприт, малахит. Текстуры руд пятнистые, полосчатые, прожилковые. Содержание меди – 0,06–1,8 %, золота – 0,003 – 0,1 г/т, палладия – 0,03–0,74 г/т, кобальта – 0,001–0,14 %, магнетита – 30–74 об. %. Прогнозные ресурсы по категории P₂: меди – 1,8 тыс. т, магнетита – 0,2 млн т, палладия – 62 кг.

Проявление бухты Калыгирь (IV-4-5) представляет собой систему сближенных зон окварцевания, пропилитизации и аргиллизации. Протяженность зон около 4 км. Зоны приурочены к многочисленным разрывным нарушениям, дайкам диорит-порфириров, имеют обильную рассеянную и прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию – пирит, халькопирит, ковеллин. Содержание меди 2,23–2,47%, золота – 0,55 г/т, серебра – 36,1 г/т [306].

Заслуживает внимания проявление меди, серебра, цинка Медное (V-3-13) в истоках правого притока р. Авача. Здесь миоценовые вулканогенно-осадочные отложения южнобыстринского комплекса интенсивно пропилитизированы, аргиллизированы, окварцованы. В зоне гидротермально измененных пород установлено 28 жильных тел и зон прожилкования. Жилы и прожилки кварцевые и кварц-карбонатные протяженностью до 50 м, мощностью от 0,2 до 12,0 м. Содержание золота не превышает 0,2 г/т, серебра до 30 г/т. В зоне нарушения субмеридионального простирания выявлено линзовидное тело массивных халькозиновых руд размером 0,15 × 1,5 м. Содержание меди 65,2 %, серебра – 4357,4 г/т, свинца и цинка в сумме более 5 %, золота – 10,0 г/т, стронция – до 1 %, марганца – до 1 %. Минералогический состав: халькозин, борнит, ковеллин, халькопирит, самородное серебро, аргентит, медная зелень, кварц, карбонат, барит.

Имеется большое количество комплексных рудных объектов, в состав которых входит медь, не являясь ведущим элементом. Они будут охарактеризованы в соответствующих разделах.

Свинец и цинк. Свинцово-цинковая минерализация представлена лишь одним пунктом (IV-2-18) в центральной части Срединной минерагенической зоны. Этот объект в истоках р. Пымта представляет собой зону гидротермально-метасоматических пород в миоценовых кварцевых диоритах лавкинского комплекса. В зоне $2,1 \times 1,5$ км породы осветлены, пиритизированы с тонкими карбонат-кварцевыми просечками и брекчированными жилами мощностью до 3–5 м. Содержание (%): свинца – 0,001–0,4; цинка – 0,01–0,8; меди – 0,003–0,03; серебра – 1–10,4 г/т. Рудная формация серебро-свинцово-цинковая, жильная.

Кроме того, свинцово-цинковая минерализация в Южнокамчатской минерагенической зоне сопутствует проявлениям золота, серебра (IV-3-1, 2, 4, 7, 10, 21), а также меди и серебра (V-3-13).

Никель. На территории никель является одним из ведущих полезных ископаемых. Всего выявлено 28 объектов никелевых руд, в том числе одно среднее месторождение, 10 проявлений и 17 пунктов минерализации. В большинстве случаев руды комплексные – с медью, кобальтом, платиной, золотом, серебром, графитом. Все они сосредоточены в Срединной минерагенической зоне, генетически связаны с позднемеловым дукукским габбро-норит-кортландитовым комплексом, принадлежат к медно-никелевой сульфидной формации, сформированы в поздний этап позднемеловой минерагенической эпохи. Приурочена никелевая минерализация преимущественно к зоне глубинного разлома между Срединным выступом и его западным обрамлением, в которую интродировали дукукские рудоносные интрузии. В Срединной минерагенической зоне никеленосные рудные объекты сосредоточены преимущественно на юге, в составе Дукукского прогнозируемого медно-никелеворудного узла. В северной части зоны выявлены лишь четыре никеленосных объекта, но один из них – единственное на Камчатке кобальт-медно-никелевое месторождение – Шануч (II-2-2).

Площадь месторождения (около 0,6 км²) сложена преимущественно интрузивными образованиями: раннемеловыми катаклазированными плагиогранитами крутогоровского комплекса, рвущими их позднемеловыми гранитоидами кольского комплекса и сложноветвящимися дайкообразными и штокообразными телами сильно измененных позднемеловых диоритов, габбро, гипербазитов дукукского комплекса. Вмещающими являются кристаллические сланцы и микрогнейсы камчатской метаморфической серии, которые встречаются в виде ксенолитов среди интрузивных пород и залежей сплошных сульфидных руд. В пределах месторождения выявлен ряд рудных тел, приуроченных к меланократовым разностям измененных габброидов на пересечении разнонаправленных разрывных нарушений, формирующих блоковое строение месторождения. Промышленное значение имеет лишь залежь № 1, протяженностью на поверхности 80 м. С глубиной параметры ее увеличиваются до 20×150 м. Простирается залежь северо-восточное, падение почти вертикальное с отклонениями, иногда значительными, в разные стороны. Основная масса руды сосредоточена на горизонтах 300–400 м. Выше и ниже залежь имеет тенденцию к расщеплению в поперечном и продольном направлениях. Руды халькопирит-пентландит-пирротиновые, представлены тремя текстурными типами – сплошными (массивными и брекчиевыми), прожилково-вкрапленными (прожилково-гнездовыми) и вкрапленными рудами. Сплошные руды составляют около 80 %, прожилково-вкрапленные – 15 %, вкрапленные – 5 %.

В сплошных рудах содержание никеля 4–9 %; в прожилково-вкрапленных – 2–4 %, редко опускается до 0,4–0,6 %; во вкрапленных – до 2 %, часто падает до 0,1–0,2 %. По сложности геологического строения залежь № 1 отнесена к третьей группе – резкое изменение мощности при выдержанном качестве руд. Сложное переслаивание всех типов руд обуславливает отнесение их к единому технологическому типу руд со средним содержанием (%) никеля – 5,49, меди – 0,84, кобальта – 0,146.

Руды с поверхности на глубину до 10 м значительно выщелочены с образованием «железной шляпы» средней мощностью 7,6 м. Минеральный состав руд (%): пирротин (60–70), пентландит (10–15), халькопирит (5), виоларит, пирит. Руды имеют сложный генезис. Образовавшиеся на больших глубинах в условиях высокотемпературного ликвационного процесса, они были отжаты вместе с магмой в верхние горизонты, а затем подверглись значительной метасоматической и гидротермальной переработке, приведшей к их переотложению. Глубинность первичного рудогенеза подчеркивается наличием в составе массивных руд и вмещающих их пород вкрапленности хромшпинелидов.

В табл. 1 приведены запасы основных полезных компонентов по месторождению Шануч, утвержденные на 1.01.2005 г.

Т а б л и ц а 1

Содержания и запасы полезных компонентов по месторождению Шануч

Категория запасов	Запасы руды, тыс. т	Среднее содержание, %			Запасы, тыс. т		
		Ni	Cu	Co	Ni	Cu	Co
<i>Балансовые запасы</i>							
C ₁	1014	5,84	0,85	0,151	60,4	8,8	1,6
C ₂	260	4,16	0,80	0,124	11	2,2	0,4
<i>Забалансовые запасы</i>							
	5	2,8	0,25	0,055	0,1	–	–

Запасы благородных металлов, имеющих низкое содержание: золота – 0,25 г/т и платиноидов – 1,0 г/т, составляют 1,1 т и 4,5 т соответственно, отнесены к категории C₂.

Остальные рудные тела месторождения характеризуются вкрапленными рудами, имеют меньшие параметры, неустойчивые содержания полезных компонентов (никеля от 0,5 до 8,5 %). В настоящее время промышленного значения они не имеют, но представляют интерес как объект поисков в будущем для расширения минерально-сырьевой базы рудника Шануч. Геологоразведочные работы на них продолжаются.

Запасы месторождения могут быть увеличены за счет вовлечения в геологоразведочные работы проявлений Графитовое и Геофизическое, расположенных соответственно в 3 и 3,5 км к востоку и северо-востоку от месторождения. По Графитовому установлены содержания (%): никеля – до 0,66, кобальта – до 0,06, меди – до 0,21, а также (г/т): золота – до 0,2, серебра – до 3,2. Прогнозные ресурсы (тыс. т) по P₂ были оценены в 99,4 никеля, 4,9 кобальта и 17,3 меди, а также элементов

платиновой группы (ЭПГ) – 2,5 т, золота – 1,1 т. По проявлению Геофизическое прогнозные ресурсы (тыс. т) категории Р₂: никеля – 152,3, меди – 31, кобальта – 5 [436].

Никеленосные рудные объекты, составляющие на юге прогнозируемый Дукукский рудный узел, представлены 10 проявлениями и 9 пунктами минерализации. Все они, кроме проявления (IV-2-34) и пункта минерализации (IV-2-29), концентрируются в Квинум-Кувалорогской надвиговой зоне юго-западного падения, осложненной последующими нарушениями. В зоне располагаются чаще пластообразные, линзовидные интрузивные тела основного–ультраосновного состава дукукского комплекса, интенсивно преобразованные (тектонизированные, амфиболитизированные). Никеленосная рудная зона, протягивающаяся на 40 км в юго-восточном направлении, представлена Квинум-Кувалорогской группой проявлений – Тундровое (IV-1-10), Квинум (IV-1-15), Ясное (IV-1-18), Кортландитовое (IV-1-20), Северное (IV-2-36), Правокихчикское (Кувалорог) (IV-2-41), Нижнемедвежье (IV-2-43), Снежное (IV-2-45), Оленье (IV-2-48). Несколько в стороне, восточнее этой группы, стоит Дукукское проявление (IV-2-34).

Типичным для Квинум-Кувалорогской группы является проявление Квинум, состоящее из двух, близко расположенных, рудных объектов I и II. Квинум-I приурочен к пластообразному телу основного–ультраосновного дукукского комплекса протяженностью 1 км и мощностью до 200 м. Вмещающими являются кристаллические сланцы камчатской метаморфической серии и филлиты хейванской свиты. Сульфидная медно-никелевая минерализация локализуется в измененных амфиболитизированных габброидах в лежачем боку интрузии. Выделены три рудные залежи протяженностью 250, 250 и 350 м, мощностью 15, 50, 25 м, изученные по скважинам до глубины 20 м. Руды первой и второй залежи вкрапленные и прожилково-вкрапленные, а третьей залежи – кроме того, массивные и брекчиевые. Наиболее богатой является последняя залежь. Массивные и брекчиевые руды образуют в лежачем боку залежи субпластовое линзовидное тело мощностью 2,5 м. С поверхности руды окислены. Рудные минералы: халькопирит, пентландит, пирротин, никелин, герсдорфит, пирит. Руды отнесены к сульфидной медно-никелевой формации сульфидно-арсенидного минерального типа. Максимальное содержание в массивных и брекчиевых рудах: никеля – до 5,62 %, меди – 2,17 %, кобальта – 0,16 %, элементов платиновой группы – 4,53 г/т. Средние содержания для никеля – 4,61 %, меди – 1,62 %, кобальта – 0,106 %, золота – 0,47 г/т, серебра – 3,0 г/т, элементов платиновой группы – 3,96 г/т. Кроме того, выявлены селен – до 9,25 г/т и теллур – до 5,6 г/т. Во вкрапленных и прожилково-вкрапленных рудах содержания никеля – до 3,49 %, меди – до 1,5 %, кобальта – до 0,041 %, золота – до 0,65 г/т, серебра – до 10 г/т, платины – до 3,4 г/т.

Рудный объект Квинум-II также связан с пластообразной залежью амфиболитизированных габброидов и приурочен к лежачему ее боку. Протяженность рудной залежи 300 м, мощность богатых руд 7–8 м, рядовых – 12–13 м. Среднее содержание (%): никеля – 0,77, меди – 1,66, присутствует кобальт. Максимальные содержания (%): никеля – 3,85, меди – 1,18, кобальта – 0,1, мышьяка – 1, а также (г/т): платины – 0,32, палладия – 1,88, золота – 0,2, серебра – 2,2, селена – 26,0, теллура – 6,25.

Прогнозные ресурсы проявления Квинум, как и других проявлений Квинум-Кувалорогской группы, утвержденные НТС Управления природных ресурсов по Камчатской области и Корякскому автономному округу (НТС), приводятся в табл. 2.

Прогнозные ресурсы проявлений Квинум-Кувалорогской группы

Наименование объекта	Среднее содержание					Прогнозные ресурсы, P ₂				
	%			г/т		тыс. т			т	
	Ni	Cu	Co	ЭПГ	Au	Ni	Cu	Co	ЭПГ	Au
Тундровое	1,53	0,40	0,04	0,59	0,13	94,32	17	2,8	1,8	0,34
Квинум	2,47	0,94	0,06	1,83	0,21	76,42	82,6	2,85	3,32	0,45
Ясное	0,97	0,89	0,03	0,88	0,34	55,37	19,25	1,66	1,59	0,28
Кортландитовое	0,97	0,89	0,03	0,88	0,34	50	15,4	1,3	1,27	0,23
Северное	1,34	0,6	0,2	1,23	0,41	100	–	–	–	–
Медвежье	1,34	0,6	0,2	1,23	0,41	80	–	–	–	–
Правокихчикское	1,34	0,6	0,2	1,23	0,41	20	–	–	–	–
Всего						476,11	134,25	8,61	7,98	1,3

Проявление Тундровое (IV-1-10) приурочено к двум телам габбро-гипербазитов, площадью 0,005 и 0,007 км². По геофизическим данным, они представляют на глубину единую интрузию, полого падающую на юго-запад. Состав интрузии меняется от кортландитов, горнблендитов до роговообманковых габбро. Сульфидное оруденение тяготеет к наиболее меланократовым разностям и локализуется в лежачем боку интрузии. С поверхности руды окислены и выщелочены на глубину до 12 м. Выявлены две рудные залежи, сложенные прожилково-вкрапленными и вкрапленными рудами. Средние мощности тел богатых руд в залежах соответственно – 6 и 10 м, протяженности – 200 и 230 м; рядовых руд мощности – до 40 м, протяженности до 350 м. Содержания (%) никеля в богатых рудах 1,25–2,59, в рядовых – около 0,75; меди – соответственно – 0,24–0,84 и 0,1–0,14; кобальта – 0,031–0,060 и 0,021–0,027.

Проявление Кувалорог (Правокихчикское) (IV-2-41) расположено в интрузии сложного состава (габбро, пироксениты, перидотиты), где прослеживаются зоны сульфидной медно-никелевой минерализации мощностью до 70 м, протяженностью до 700 м. К наиболее крупной зоне приурочено рудное тело размером 30 × 50 м. Руды преимущественно окисленные, выщелоченные, содержат никель – до 0,15 %, медь – до 0,32 %, кобальт – 0,008 %, золото – до 2 г/т, платиноиды – до 4,7 г/т. В развалах на объекте «Россоха» встречены массивные и прожилково-гнездовые руды с содержаниями (%): никеля – 1,2–5,25; меди – 0,36–2,26; кобальта – 0,056–0,19; а также (г/т) золота – 0,0032–0,14; серебра – 2–5; ЭПГ – до 3,85; селена – 20,7–97,7; теллура – более 5. При бурении скважин на глубинах 500–900 м спорадически отмечалась рассеянная вкрапленность сульфидов с содержанием никеля от сотых долей до 0,15 %, кобальта до 0,04 %. По геофизическим данным в подошве интрузии выявлена аномалия размером 1000 × 500 м, что дает возможность предположить наличие донной залежи сульфидных руд.

Пункт минерализации Аннабергитовая Щель (IV-2-39) имеет при небольших размерах богатые руды. В амфиболизированных вебстеритах выявлена линза мас-

сивных сульфидных руд площадью 6×9 м, прослеженная на глубину 7 м. Содержание (%) никеля – 0,9–6,11; меди – 1,2–9,8; кобальта – до 0,108, а также (г/т) платины – 10; палладия – 1; родия – 0,4; рутения – 0,7; иридия – 1,5; золота – до 0,25.

Проявление никеля, меди, кобальта Дукукское (IV-2-34) в истоках р. Дукук, расположенное в стороне от Квинум-Кувалорогской группы, приурочено к поздне-меловой лополитообразной интрузии сложного состава (амфиболизированные габбро, пироксениты, габбро-нориты, кортландиты) размером 2×6 км. Всего в пределах рудопроявления выделено шесть рудных тел размерами от 2×50 до 320×750 м. Морфология, условия залегания тел самые разнообразные. Отмечаются крутопадающие, дайкообразные, пологозалегающие, пластообразные, штокообразные тела. По текстурным особенностям и составу выделяются три основных типа оруденения: 1) вкрапленное сингенетичное в габброидах; 2) вкрапленное, гнездово-прожилково-вкрапленное в амфиболовых перидотитах; 3) вкрапленное в зонах гидротермально измененных пород как интрузивных, так и вмещающих. Первый тип наиболее ранний и бедный. Наиболее высокие содержания связаны с меланократовыми породами и составляют (%): никель – до 0,15 (в одной пробе – 0,5), медь – 0,02, кобальт – 0,01, палладий – до 0,05 г/т. Характерно замещение сульфидов графитом. Графит иногда самостоятельно слагает линзы размером до $0,2 \times 0,5$ м. Второй тип руд наиболее богат. Распределение оруденения неравномерно. Рядовые содержания в этом типе руд в пределах долей % для никеля и меди и сотых долей % – для кобальта. В единичных пробах максимальные значения (%): никеля – 1,45, меди – 1,33, кобальта – 0,122.

Прогнозные ресурсы Дукукского проявления по категории P_2 : никеля – 100 тыс. т, меди – 60 тыс. т, кобальта – 27 тыс. т, МПГ – 4 т, золота – 7,3 т, серебра – 364 т, селена – 1,1 тыс. т, теллура – 82 т.

Кроме никеленосных рудных объектов, составляющих Дукукский рудный узел, севернее, в верховьях рек Пымта, Сунтунк, Прав. Коль, Кагнисина установлены четыре пункта минерализации никеля (IV-2-3, 7, 19, 21) и один – никеля, меди (IV-2-2). Они разделяются на две группы.

Пункты минерализации (IV-2-7, 19, 21) генетически связаны с телами поздне-меловых метапикродолеритов и метапикритов алисторского вулканического комплекса. Пункты минерализации (IV-2-2, 3) приурочены к амфиболизированным основным–ультраосновным породам дукукского комплекса. Параметры зон сульфидизации $1,5 \times 0,2$ км; $0,5 \times 0,2–0,3$ км. Содержания (%) никеля – 0,2–0,5; меди – 0,09–0,03; кобальта – 0,002–0,02; золота – 0,057–0,5 г/т; серебра – 3,7 г/т. Максимальное содержание никеля – 6,39 % установлено по р. Лев. Кагнисин (IV-2-3), где в сульфидах преобладают пирротин (75 %), халькопирит (15 %), пентландит (от 1 до 10 %). К второстепенным минералам относятся линнеит и веллерит; к вторичным – бровит, мельниковит, марказит, пирит и лимонит.

Наиболее перспективным из никеленосных рудных объектов на территории листа несомненно является месторождение Шануч. Перспективными являются также проявления Квинум (IV-1-15), Тундровый (IV-1-10), Дукукское (IV-2-34), Северное (IV-2-36), Правокихчикское (IV-2-41), которые в настоящее время вовлекаются в поисково-оценочные и разведочные работы.

Кобальт. Присутствует в качестве элемента, сопутствующего никелю, вместе с которым и охарактеризован.

Молибден. Всего установлено три проявления (III-3-10, IV-2-9, III-2-38) и три пункта минерализации (III-2-20, IV-1-4, IV-2-24) молибдена. Одно проявление расположено в Валагинско-Карагинской минерагенической зоне, остальные – в Срединной минерагенической зоне.

Наиболее крупным является проявление Красногорское (III-2-38) в верховьях р. Лев. Воровская. Оно находится в зоне контакта мигматизированных плагиогнейсов колпаковской серии с позднемеловыми гранитоидами кольского комплекса. Проявление относится к прожилково-вкрапленному штокверковому типу с рассеянным медно-молибденовым оруденением. Размер штокверка 1200 × 400 м. Оруденение локализовано в маломощных (20 см) кварцевых жилах и тонких прожилках кварца, несущих сульфидную минерализацию. Главные рудные минералы: молибденит, халькопирит, пирит, пирротин. Средние содержания: молибдена 0,025 % (до 0,64), меди 0,09 % (до 1), серебра 30–37,6 г/т. Сопутствующий – рений до 0,15 г/т, в молибдените до 560 г/т.

Остальные объекты молибденового оруденения в Срединной минерагенической зоне также находятся в зонах гидротермалитов, связанных с интрузиями лавкинского или кольского комплексов. Молибденит тонкораспыленный или в тонких прожилках (до 1 мм) присутствует в кварцевых жилах и прожилках. Содержание молибдена – от 0,001 до 0,07 %, меди – 0,001–0,05 %, висмута – 0,0001–0,005 %, серебра – 0,5–20 г/т, золота – до 0,04 г/т. Максимальные содержания молибдена – до 0,37–0,53%, серебра – до 100 г/т, свинца – до 0,2–1 % (III-2-20).

Проявление молибдена горы Корниловская (III-3-10) отличается тем, что не имеет видимой связи с интрузиями. Вмещающие образования: миоценовые конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты корниловской свиты. Выявлены гидротермально измененные породы: аргиллизированные, пропилизированные, окварцованные. Среди них кварцевые жилы и прожилки, жильные тела вторичных кварцитов. Центральное поле площадью 0,5 км² с максимальной мощностью зоны прожилкования и окварцевания около 400 м. Мощность прожилков до 4 см, насыщенность их достигает 30 % объема породы. Рудные минералы: пирит, молибденит, редко халькопирит. По кварцевым прожилкам развита дисперсная вкрапленность молибденита. Средневзвешенное содержание молибдена – 0,038 %, максимальное – 0,043 %, во вмещающих – 0,014 %.

Анализируя собственно молибденовые рудные объекты, их параметры, содержания полезных компонентов, следует сказать об их невысокой перспективности в настоящее время. Заслуживают внимания лишь комплексные с медью проявления молибдена в Крутогоровско-Андриановском молибденово-медном рудном узле, в первую очередь, проявление Малахитовое.

Вольфрам. Установлен один пункт минерализации вольфрама в комплексе с молибденом в верховьях р. Прав. Кихчик (IV-2-31). Сланцы хейванской свиты в приконтактовой зоне с позднемеловыми гранитами кольского комплекса пронизаны кварц-полевошпатовыми прожилками с шеелитом, молибденитом, пирротинном, халькопиритом, халькозином, ковеллином, серебром самородным, блеклыми рудами. Содержания (%): W – 0,07; Mo – 0,003; Cu – 0,04; Ni – 0,005; Y – 0,003; Se – 0,003; Yb – 0,0005; Au – 0,46 г/т. Оруденение относится к грейзеновому типу вольфрам-молибденовой формации, сформировавшемуся в апикальных частях гранитного массива и сланцах хейванской свиты как остатках кровли.

Кроме того, вольфрам как сопутствующий элемент отмечен в золото-серебряном проявлении (V-2-21).

Установлены также устойчивые шлиховые ореолы шеелита в бассейнах рек Прав. Коль и Лунтос (IV-2-4), р. Степанова (V-2-1). В пределах ореолов выявлены проявления и пункты минерализации коренного золота, свинца, цинка, молибдена, никеля, меди; установлены зоны окварцевания и сульфидизации, являющиеся источниками шеелита. Содержание последнего в шлихах от знаков до долей процента. В верховьях р. Лев. Лунтос содержание шеелита достигает 0,02 г/м³; в бассейне р. Степанова (р. Утинская) – 12,9 г/м³.

Олово. Оловосодержащие объекты на площади листа представлены одним проявлением и одним пунктом минерализации. Проявление олова Секретное (III-2-34) на западном отроге горы Вершинная (лист N-57-XIV) в мигматитах колпаковской метаморфической серии представлено пегматоидной кварц-полевошпатовой линзой мощностью в раздувах до 0,8–1 м с кварцевыми прожилками до 3–5 см. Содержание олова 0,15–0,21 %. Состав пегматоидов: мусковит, биотит, турмалин, розовый гранат. В протолочках установлены монацит, ксенотим, шеелит, молибденит, касситерит.

Пункт минерализации олова в комплексе с вольфрамом и серебром в верхнемеловых метавулканитах алисторской свиты на водоразделе рек Колпакова и Порожистая (III-2-18) характеризуется содержаниями (%): олова – 0,07, вольфрама – 0,03, свинца – 0,15, циркония – 0,3, серебра – 40 г/т.

Промышленного значения объекты не имеют.

Ртуть. Не образует самостоятельных проявлений. Встречается как попутный элемент в эпитермальных золото-серебряных проявлениях: Яковское (III-2-27) и Одыюка (I-3-5), в составе которых описана. Также образует многочисленные шлиховые ореолы.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Бериллий. Пункт минерализации бериллия Турмалиновый (IV-2-33) расположен в районе водораздела рек Поперечная и Прав. Дукук. Он приурочен к позднемеловым гранитоидам кольского комплекса, пронизанных большим количеством (более 20) пегматитовых жил мощностью от первых десятков сантиметров до первых метров. Жилы содержат турмалин, преимущественно черный, редко бледно-зеленоватый, розоватый. Размеры кристаллов турмалина до 5 см в длину. Содержание бериллия, никеля, ванадия до 0,03 %; кобальта и свинца до 0,01 %. Минерализация бериллия связана с формацией гранитных пегматитов.

Тантал, ниобий. Установлено одно проявление тантала и ниобия и пункт минерализации ниобия.

Проявление тантала и ниобия Аномальное (III-2-30) на левом борту р. Юртина площадью 0,4 км² сложено мигматизированными плагиогнейсами колпаковской серии, прорванными позднемеловыми гранитоидами. Тантал-ниобиевое оруденение приурочено к телу серицит-кварц-ортоклаз-альбитовых метасоматитов размерами (1–12,5) × 1100 м. Мелкие выделения тантало-ниобатов связаны с ортоклазом, альбитом, марганцовистым эпидотом. Среднее содержание по сечени-

ям тантала — $(20-30) \times 10^{-3} \%$, ниобия — $(26,7-49,9) \times 10^{-3} \%$. Вертикальный размах оруденения более 320 м. Повышено содержание радиоактивных элементов — урана до 0,0028 %, тория — 0,0046 %. Сопутствующие (%): цирконий — 0,185, германий — 0,007, иттрий — 0,002, лантан — 0,003. Прогнозные ресурсы по P_2 : Ta_2O_5 — 70 т, Nb_2O_5 — 1400 т [151].

Пункт минерализации ниобия на водоразделе рек Прав. Дукук и Степанова (IV-2-35) представлен зоной $(4-5) \times 200$ м сульфидной минерализации в поздне-меловых гранитах кольского комплекса. Содержание ниобия, тория, хрома, ванадия до 0,1 %; никеля — 0,3 %, кобальта — 0,01 %. Тантало-ниобиевая минерализация связана с метасоматическими процессами в пегматоидных гранитах [175].

Германий установлен в проявлениях бурых и каменных углей в Крутогоровском угленосном районе. Содержания германия от 0,001 до 0,01 %, чаще 0,001—0,005 %, то есть в 10—100 раз выше кларковых. Специальных работ по оценке германиеносности территории не проводилось.

Редкие земли. Шлиховые ореолы редких земель (минералов группы монацита—ксенотима) установлены в верховьях рек Лев. и Сред. Воровская (III-2-26) и в бассейне Пымты (IV-2-55). Площадь сложена мигматитами и мигматизированными плагиогнейсами колпаковской серии, насыщенными линзами, жилами, дайками, небольшими часто субпластовыми интрузиями гранитов, альбититов, пегматитов, пегматоидных гранитов позднемелового возраста. Редкоземельные минералы группы монацита—ксенотима определены в шлихах в знаковых содержаниях, а в 54 пробах в весовых содержаниях от 0,25—2 до 7—59 г/м³.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. Из благородных металлов на территории листа основную роль играет золото. Всего насчитывается 116 коренных золоторудных объектов — четыре месторождения, 53 проявления, 59 пунктов минерализации. При этом имеются собственно золоторудные и комплексные объекты: золота, меди; золота, молибдена; золота, молибдена, меди; золота, молибдена, висмута; золота, ртути, сурьмы; золота, мышьяка; золота, серебра; золота, серебра, меди; золота, серебра, свинца; золота, серебра, цинка; золота, серебра, вольфрама; золота, серебра, ртути; золота, платины. Имеется также большое количество россыпей, шлиховых и литогеохимических ореолов золота.

Золоторудные объекты имеют гидротермальный, гидротермально-метасоматический, гидротермально-метаморфический генезис и при разнообразии минеральных типов относятся в основном к золото-серебряной, золото-кварцевой и золото-сульфидной формациям. Золоторудные объекты остальных золотосодержащих формаций практического значения не имеют.

К золото-серебряной формации принадлежит основная доля золоторудных объектов. К ней относятся все месторождения и большинство перспективных проявлений золота и серебра на территории листа. Пространственно и генетически все они связаны с миоценовыми, миоцен-плиоценовыми и плиоцен-четвертичными вулканогенными комплексами Центрально-Камчатского, Южно-Камчатского и Восточно-Камчатского вулканических поясов. Большинство месторожде-

ний и проявлений находятся в Центрально-Камчатском и Южно-Камчатском рудных районах Центрально-Камчатской и Южно-Камчатской минерагенических зон.

В Центрально-Камчатском рудном районе (3.1) золото-серебряные рудные объекты формируют Агинский, Балхачский и прогнозируемые Димшиканский, Оганчинский и Сухариковский серебро-золоторудные узлы.

Агинский серебро-золоторудный узел (3.1.2) объединяет Агинское месторождение (I-2-14) и проявления – Южно-Агинское (I-2-17), Тогар (I-2-11), Кетачан-2 (I-2-12), Найчан (I-2-13), Темное (II-2-1), пункт минерализации Озеро Копылье (I-2-20).

Агинское месторождение является наиболее крупным и хорошо изученным объектом на территории листа. На нем проведена детальная разведка, и оно подготовлено к добыче. На нем пройдено около 50 км подземных выработок. Месторождение расположено в истоках р. Ага, правого притока р. Копылье. Оно приурочено к Агинской палеовулканической структуре, сложенной миоцен-плиоценовыми вулканитами кахтунского комплекса – лавами и туфами основного и среднего состава, прорванными субвулканической интрузией диорит-порфириров, некками, дайками андезитов, андезибазальтов, базальтов, дацитов. Все породы в различной степени пропилитизированы. Золото-серебряная минерализация приурочена к разлому северо-восточного простирания и оперяющим его трещинам, вдоль которых развиты околотрещинные метасоматиты кварц-адуляр-корренситового и кварц-адуляр-ректоровитового состава, а также жилы, жильные зоны кварцевые, кварц-адуляровые и кварц-карбонатные. Основные запасы золота сосредоточены в восьми жильных зонах протяженностью до 4500 м. Всего в их пределах разведано 58 рудых тел протяженностью от 20 до 1100 м, мощностью от 0,3 до 5,6 м. Распределение оруденения весьма неравномерное и носит столбовой характер. Рудные тела прослеживаются на глубину до 300 м. Вертикальный размах оруденения 600 м. Содержание золота в рудных телах от 10,5 до 98,3 г/т, максимальное – 6120 г/т. Содержание серебра колеблется от 4,6 до 43,5 г/т, максимальное – 526,8 г/т. Средние по месторождению содержания составляют (г/т): золота – 38,4, серебра – 17,3, теллура – 21,6, селена – 7,9. Пробность золота от 710 до 990. Золото-серебряное отношение (2–7) : 1. Рудные минералы (0,1–0,5%): золото, калаверит, гессит, алтаит, магнетит, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, борнит, акантит, сальванит, петцит, киноварь, теннантит, пирротин, антимонит, пирсеит, молибденит. Возраст оруденения – миоцен–плиоцен. Среди золоторудных тел выделяются: мощные (5–6 м) протяженные (500 м) жилы, жильные зоны, зоны прожилкования сложной морфологии, прослеживающиеся на глубину до 500 м, вмещающие более 90 % запасов месторождения; жилы и линзы длиной до 40 м, мощностью 0,3–1 м, локализованные в трещинных перемычках между основными зонами; маломощные жилы и зоны прожилкования в трещинах отрыва.

Утвержденные запасы золота (при содержании 23,33 г/т) по месторождению по категории C_1 – 26 046 кг, C_2 – 3913 кг, забалансовые запасы 1443 кг. Серебра соответственно (т) – 11,2; 2,4; 1,4. Утвержденные ресурсы золота по категории P_1 – 31,6 т, серебра – 16,7 т.

Из проявлений наиболее крупными и изученными являются Южно-Агинское и Оганчинское.

Золото-серебряное проявление Южно-Агинское (I-2-17) на водоразделе рек Ага–Копылье сложено кахтунским миоцен-плиоценовым комплексом – андези-

тами, андезибазальтами, их туфами, прорванными дайками, субвулканическими телами андезибазальтов, базальтов. Породы в различной степени подвержены пропилитизации. Золото-серебряная минерализация концентрируется в восьми жильных зонах протяженностью от 200 до 3300 м, мощностью от 0,2 до 15,0 м. Сложены зоны аргиллизированными породами, жилами кварцевого, адуляр-кварцевого и кварц-карбонатного состава и постоянно сопровождаются околотрещинными метасоматитами кварц-адуляр-корренситового, кварц-адуляр-ректоритового состава мощностью до нескольких метров. В трех зонах выделены девять рудных интервалов мощностью от 0,51 до 2,34 м и протяженностью от 42 до 165 м с содержанием золота от 0,8 до 533,5 г/т, серебра — от 5,4 до 74,66 г/т. В остальных зонах содержание золота 0,7–7,3 г, серебра — до 6,1 г/т. Средние содержания по проявлению: золото — 26,2 г/т, серебро — 9,5 г/т. По вещественному составу, минеральному типу, возрасту идентично месторождению Агинское. Прогнозные ресурсы категории P_1 : золота — 5,0 т, серебра — 7,0 т [380].

Остальные проявления Агинского рудного узла имеют меньшие параметры.

Все золоторудные объекты Агинского узла имеют гидротермальный генезис, относятся к малосульфидной золото-серебряной формации, собственно золотому минеральному типу.

Проявление Оганчинское (II-2-23) расположено в поле развития андезитов, дацитов и их туфов комитинского комплекса миоцена, прорванных миоценовой интрузией гранодиоритов лавкинского комплекса. На проявлении выявлено 14 жильных зон и 12 жил кварцевого, реже кварц-карбонатного состава. Протяженность жил 35–370 м, мощность 0,2–16 м. Протяженность жильных зон, состоящих из серии жил, 300–1500 м. Наиболее изучены с поверхности, штольной и скважиной на глубину до 100 м жильные зоны Главная, 2, 3, Апофиза, Удачная. В пределах зоны Главная установлено два рудных тела протяженностью 220–380 м мощностью 1,2–1,7 м, с содержанием золота 11–33,6 г/т, серебра 11,3–17,5 г/т. В пределах зоны 2 установлено четыре рудных тела протяженностью 120–460 м, мощностью 0,5–2,2 м, с содержанием золота 12–57,4 г/т, серебра 14,8–165,7 г/т. В пределах зоны Апофиза установлено одно рудное тело протяженностью 80 м, мощностью 1,6 м с содержанием золота 20,1 г/т, серебра 6,6 г/т. В остальных жилах установлены непромышленные руды с содержанием золота 3,8–6,4 г/т, серебра 10,8–26 г/т. Средние по проявлению содержания (г/т): золото — 12 (0,2–661), серебро — 12,5 (0,2–936,4). Пробность золота 770 (675–825). Рудные минералы: золото, пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, петцит, гессит, аргентит, киноварь. Предполагается вертикальный размах оруденения не менее 500 м. Вмещающие породы на мощность до 150 м от рудоносных зон пропилитизированы и аргиллизированы. Утвержденные прогнозные ресурсы категории P_2 — золота — 20 т, серебра — 24 т.

Сухариковский рудный узел (3.1.3) включает проявления: Сухариковские Гребни (I-3-19), Верхнекозыревские (I-3-16), Марина (I-3-17), Верхние Сухарики (I-3-20), Караковское (I-3-21). Все они, кроме проявления Марина, находятся в полях развития миоценовых пород кававлинского вулканического комплекса.

Проявление Сухариковские Гребни (I-3-19), наиболее крупное и лучше изученное, представлено 13 жильными зонами в поле развития андезитов, игнимбри-тов, туфов риодацитового состава, незначительно пропилитизированных, аргиллизированных вдоль тектонических зон. Мощность достигает 100 м, протяженность до 200–4700 м (общая 16 170 м). Зоны представлены стволовой жилой и серией

жил и прожилков с апофизами и перемычками. Иногда жилы располагаются кулисообразно. Мощность жил 0,1–8,0, реже 14–16 м. Состав жил кварцевый, кварц-карбонатный, адуляр-кварцевый. В пределах жил выделено 17 рудных тел мощностью 0,4–5,3 м, протяженностью 20–540 м. Содержание золота в них колеблется от 0,1 до 368,4 г/т, серебра – до 344,2 г/т. Среднее по проявлению содержание золота 7,7 г/т, серебра – 23,1 г/т. Пробность золота 624 (372–877). Золото-серебряное отношение 1 : 6. Минеральный тип золото-аргентитовый. Рудные минералы: пирит, самородное золото, аргентит, серебро самородное, теллуриды золота, гессит, алтаит, полибазит, пирсеит, тетраэдрит, теннантит, халькопирит, сфалерит, галенит. Околорудные изменения проявлены в зоне мощностью до 150 м и представлены кварц-карбонат-серицитовыми аргиллизитами. Прогнозные ресурсы категории P_1 : золота – около 52 т, серебра – 152 т [303].

Проявление Верхнекозыревское в истоках р. Козыревка (I-3-16) состоит из 37 кварцевых, адуляр-кварцевых, адуляр-кварц-карбонатных крутопадающих жил в поле андезитов, дациандезитов, дацитов, туфов, кислых игнимбритов. Мощность жил от 1 до 18 м, протяженностью 100–400 м (общая 7200 м). Содержание золота 0,1–33,2 г/т, серебра – до 159 г/т. Околорудные изменения представлены прожилково-метасоматическим окварцеванием либо адуляр-кварцевыми метасоматитами мощностью до 2 м. Рудные минералы представлены пиритом, золотом, аргентитом, гесситом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, блеклой рудой, халькозином. Прогнозные ресурсы категории P_2 : золота – 30 т, серебра – 75 т [266].

Проявление Караковское в истоках р. Караковая (I-3-21) находится в пропи-литизированных андезитах в экзоконтакте миоценовой интрузии гранодиоритов-габбро. Выявлено 14 крутопадающих кварцевых, кварц-карбонатных и адуляр-кварц-карбонатных жил и зон кварцевого прожилкования. Протяженность жил составляет 100–450 м, мощность 0,1–4 м. По простиранию жилы могут переходить в минерализованные зоны дробления мощностью 0,8–11 м. Содержание золота в жилах 0,1–23,8 г/т, серебра – 0,2–10,9 г/т. Наиболее крупное рудное тело имеет протяженность 250 м и мощность 0,5–4,8 м с содержанием золота 6,2–39,5 г/т, серебра – 3,5–7,2 г/т. Пробность золота 746–832 (средняя 789). Здесь прогнозируются ресурсы (т) категории P_2 : золота – 10, серебра – 12; при средних содержаниях (г/т) золота – 15, серебра – 20.

Проявление Марина имеет такие же прогнозные ресурсы по P_2 : золота – 10 т, серебра – 50 т. Верхние Сухарики имеют меньшие параметры жил и жильных зон. Ресурсы по P_2 – золота – 1,665 т, серебра – 1,7 т.

Балхачский серебро-золоторудный узел (3.1.4) включает месторождение Золотое (II-3-12); проявления Бараньевское (II-3-10), Кунгурцевское (II-3-13), Еловое (II-2-15) и три пункта минерализации – (II-3-1, 4, 8).

Проявление Бараньевское (II-3-10) приурочено к субвулканической интрузии дацитов, прорывающей андезиты и туфы. Все образования принадлежат к кахтунскому комплексу миоцена–плиоцена. Породы вдоль зон разрывов пропи-литизированы, аргиллизированы, редко изменены до кварцитов. Выявлено и изучено с поверхности, штольной, скважинами девять основных рудных кварцево-жильных зон и зон прожилкования на площади 2,5 м². Мощность их 0,5–28,0 м, протяженность 300–3300 м. В пределах рудных зон оконтурено 21 рудное тело мощностью 0,2–16,2 м, протяженностью 15–420 м. С глубиной в жилах увеличивается количество кварца, адуляра, рудных минералов. Содержание золота 3,0–459,9 г/т. Сред-

нее содержание золота 12,7 г/т, серебра 8,5 г/т. Рудные минералы: золото, арсентит, халькопирит, борнит, блеклая руда, сфалерит, галенит, самородный висмут, пирит, молибденит. Рудная формация золото-серебряная. Пробность золота 720–940. Вертикальный размах оруденения оценивается в 500 м. Прогнозные ресурсы категории P₁ составляют: золота – 49 т, серебра – 32 т. Запасы категории C₂ – золота – 8,713 т, серебра – 12,938 т [286].

Месторождение (рудное поле) Золотое (П-3-12) в истоках р. Мал. Кимитина площадью 8 × 5 км сложено верхнемеловыми вулканогенно-осадочными отложениями ирунейской свиты, прорываемыми их верхнемеловыми–палеоценовыми габбро-порфиридами левоандриановского комплекса, миоценовыми образованиями кимитинского комплекса, а также диоритами лавкинского комплекса. Все породы пропилитизированы. Выявлено около 100 золотосодержащих кварцевых жил и зон прожилкования мощностью 1–20 м и протяженностью 120–1300 м. Установлено около 10 рудных тел протяженностью 120–740 м и мощностью 0,6–3 м с содержанием золота 11,5–32,9 г/т, серебра от 6,3 до 17,7 г/т. Максимальные содержания золота достигают 499,2 г/т, серебра – 81,7 г/т. Жильные минералы: кварц, адуляр, гидрослюда, карбонаты, барит. Рудные минералы: пирит, золото, арсентит, халькопирит, сфалерит, галенит, гидроокислы железа. Пробность золота 560–999. Прогнозные ресурсы по месторождению по категории P₁: золота – 82 т, серебра – 52 т, при средних содержаниях (г/т) золота – 23,5, серебра – 15,1.

В 2002–2004 гг. в центральной части месторождения проведены оценочные работы с применением подземных горных выработок и бурения. Установлено 25 жильных и жильно-прожилковых зон. Промышленную ценность представляет лишь одна жильная зона № 1. Она изучена по простирацию на 1,5 км, глубину до 300 м. В этой жильной зоне промышленное оруденение с параметрами 440 × 140 м приурочено к экзо- и эндоконтактам субвулканического тела миоценовых дациандезитов. Оруденение сопровождается зоной адуляр-кварц-гидрослюдистых метасоматитов мощностью до 30 м. Вертикальный размах промышленного оруденения около 140 м. Выделенные крутопадающие (80–90°) линзо-, лентообразные рудные тела имеют среднюю мощность 1,5 м и сравнительно простое строение. Оконтуриваются чаще всего границами кварцевых жил. Золото размером 0,002–0,8 мм. В самородной форме электрум, в котором содержание серебра – 18–39,5 %. Запасы и ресурсы жильной зоны № 1 даны в табл. 3.

Т а б л и ц а 3

Запасы и ресурсы жильной зоны № 1 месторождения Золотое

Категория	Содержание, г/т		Запасы, т		Ресурсы, т	
			<i>Балансовые</i>			
	Au	Ag	Au	Ag	Au	Ag
C ₁	38,68	17,57	2,862	1,3	–	–
C ₂			4,505	1,8	–	–
			<i>Забалансовые</i>			
–	6,9	3,2	0,009	–	–	–
			<i>Ресурсы</i>			
P ₁	5,2	1,9	–	–	1,546	0,56

Димшиканский серебро-золоторудный узел включает два проявления – Димшикан (I-3-7) и Зайка (I-3-8) [348].

Наиболее крупным объектом является проявление Димшикан (I-3-7). Оно расположено в поле развития туфов, игнимбритов, субвулканических тел и даек андезитов, дацитов, риолитов кавалинского комплекса миоцена. Выявлены две зоны аргиллизированных пород кварц-альбит-глинисто-гидрослюдистого состава. Протяженность зон 2,8 и 3,3 км, мощность 200–400 м. Центральные части их сложены брекчией аргиллизитов мощностью 30–80 м, протяженностью до 1,8 км с кварцевым цементом, кварцевыми прожилками мощностью до 120 м. Выделено две золотосодержащие зоны кварцевого прожилкования. Одна из них (в игнимбритах) имеет площадь 1050 м², среднее содержание золота 4,2 г/т, серебра – 1,8 г/т. Вторая – площадь 250 м², среднее содержание золота 6,2 г/т, серебра – 218,2 г/т. Максимальное содержание золота 36,8 г/т было установлено в свалах. С глубиной содержание золота увеличивается. Жильные минералы: кварц, реже адуляр, карбонат. Рудные минералы: пирит, магнетит, самородное золото, серебро, теллуриды золота, серебра.

Проявление Зайка (I-3-8) локализовано в эндоконтакте миоцен-плиоценового субвулканического тела дацитов кахтунского комплекса. В пределах зоны аргиллизированных пород мощностью до 60 м и протяженностью до 90 м отмечается золоторудная зона кварцевого прожилкования протяженностью 40 м и мощностью 10 м. Содержания золота в ней от 0,4 до 235,6 г/т, серебра – от 5 до 874 г/т. Среднее содержание золота 6,7 г/т, серебра – 5,8 г/т. Жильные минералы – кварц, адуляр. Рудные минералы – пирит, гидроокислы железа, самородное золото, теллуриды золота, сульфосоли серебра.

В Южно-Камчатской минерогенической зоне имеются два месторождения – Родниковое и Асачинское, а также большое число проявлений, формирующих Южно-Камчатский серебро-золоторудный район и в его составе рудные узлы: Вилючинский, прогнозируемые Банно-Карымшинский, Левобыстринский, а также Авачинский серебро-золотой рудно-россыпной район.

Банно-Карымшинский прогнозируемый рудный узел (8.2.2) содержит 10 золото-серебряных проявлений и четыре пункта минерализации. Проявления – Карымшинское (V-2-52), Порожистое (V-2-49), Банное (V-2-47), Геофизическое (V-2-48), Верхнебыстринское (V-2-42), Чирельчик (V-2-24), Ягодка (V-2-39), Малыш (V-2-44), Среднекарымшинское (V-3-55), Придорожное (V-2-41). Наиболее перспективными из них являются Карымшинское и Порожистое.

Проявление Карымшинское находится в поле развития миоценовых туфов и игнимбритов карымшинского комплекса. Здесь выявлено 14 адуляр-кварц-карбонатных жил, приуроченных к выходам околотрещинных кварц-каолинитовых, кварц-гидрослюдистых метасоматитов. Ширина зон гидротермально измененных пород от 20 до 200 м. Жилы сопровождаются маломощными зонами изменений. Наиболее богатая жила прослежена на 4200 м. Мощность ее 2–8 м, содержание золота 0,1–72,5 г/т, серебра 0,9–439,8 г/т. Выделено рудное тело мощностью 3,1 м, длиной 480 м со средним содержанием золота 6,8 г/т, серебра – 39,4 г/т. Другие жилы мощностью 0,2–3,3 м, длиной 100–500 м с содержанием золота 0,1–6,5 г/т, серебра – 1,0–11,8 г/т. Рудные минералы: пирит, халькопирит, борнит, ковеллин, блеклая руда, сфалерит, золото, серебро. Отношение золота к серебру – 1 : 3–1 : 10, селена к теллуру – 0,007. Средняя пробность 910 (878–923). Оруденение гессит-

теннантитового минерального типа. Прогнозные ресурсы по категории P_2 : золота – 15 т, серебра – 80 т [418].

Проявление Порожистое сложено миоценовыми образованиями южнобыстринского вулканического комплекса – покровными андезитами, их туфами, игнимбритами; субвулканическими телами андезитов, диорит-порфириров. Породы пропилитизированы, вдоль зон трещиноватости аргиллизированы, изменены до кварц-гидрослюдистых метасоматитов. Последние сопровождаются кварцевыми жилами мощностью от 0,1 до 20 м. Выявлены три жильные зоны, наиболее интересной из которых является зона Порожистая протяженностью 3500 м, мощностью 700 м. Зона состоит из 14 адуляр-кварцевых и адуляр-кварц-карбонатных жил мощностью 0,2–4,5 м, протяженностью 100–800 м. Содержание золота 0,1–374,1 г/т, серебра 1,0–996,0 г/т. Наиболее золотоносной и изученной является жила № 2. Ее длина 640 м (по развалам она следится еще около 1200 м), мощность 0,1–3,6 м, содержание золота 0,2–85,5 г/т, серебра до 185,9 г/т. В ее пределах выявлено семь рудных тел длиной 50–160 м, мощностью 0,2–3,6 м с содержанием золота 3,2–374,1 г/т, серебра 4,1–996,0 г/т. Жильная зона Крутая протяженностью 2200 м включает несколько жил и зон прожилкового окварцевания мощностью 0,2–2,5 м, длиной до 800 м. Содержание золота 0,4–5,6 г/т, серебра 0,8–11 г/т. Рудные минералы: золото, аргентит, магнетит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит. Отношение золота к серебру – 1 : 3. Пробность золота 606 (357–798). Оруденение аргентитового минерального типа. Прогнозные ресурсы категории P_2 : золота – 15 т, серебра – 35 т [322].

Вилочинский узел (8.2.3) представлен месторождением Родниковое (VI-3-3), пятью проявлениями – Мутновское (VI-3-5), Вилочинское (V-3-60), Рогатка (VI-3-1), Центральное (V-3-57), Карбонатное (VI-3-2) и двумя пунктами минерализации (V-3-56, 59).

Месторождение Родниковое сложено миоценовой интрузией габбро-диоритов ахотенского комплекса, прорывающей образования мутновской толщи. Основное практическое значение имеет золотоносность жильной зоны Родниковая, локализованной в субмеридиональном разрывном нарушении, входящем в Южно-Камчатскую систему рудоконтролирующих сбросов. Жильная зона прослежена на 4 км, мощность ее 100–500 м. Она представляет собой локализованный в апикальной части интрузии пучок жил, сходящихся на глубине. Состав жил кварцевый, карбонат-кварцевый, карбонат-адуляр-кварцевый. Для всей жильной зоны установлен незначительный эрозионный срез, переход жил по восстанию в зоны прожилкования с одновременным затуханием продуктивной минерализации. Всего рудоносных жил более 50. Установленные в жилах рудные тела имеют мощности 1,8–25 м, протяженность 65–1350 м по простиранию и 230–280 м по падению. Содержание золота 8,3–244,7 г/т, серебра 108,3–783,5 г/т. Важной особенностью месторождения является наличие современных термопроявлений, обусловивших высокий температурный градиент в пределах жильной зоны. В связи с этим ограничение блоков балансовых запасов снизу проводится не по выклиниванию золото-серебряного оруденения, а по изотерме +26 °С. Вертикальный размах оруденения 360 м. К глубинам 300–400 м отмечается выклинивание самого жильного пучка, изменение мощности стволовой жилы. Вмещающие породы пропилитизированы. От периферии к жильной зоне пропилиты сменяются околотрещинными метасоматитами гидрослюдисто-серицитового, кварц-гидрослюдисто-серицито-

вого состава. Для верхнерудного и надрудного интервалов характерно развитие в центральных частях зон метасоматитов, монокварцитов. Рудные минералы: самородное золото, аргентит, полибазит, гессит, блеклая руда, самородное серебро, алтаит. Оруденение золото-серебряной формации, золото-аргентитового минерального типа. Пробность золота 357–806 (средняя 630). Золото-серебряное отношение от 1 : 5 до 1 : 17. Балансовые запасы C_1 золота – 9091 кг и 97 т серебра; по категории C_2 – 31,3 т золота и 245,9 т серебра. Прогнозные ресурсы совместно с Вилючинским проявлением P_1 – 30 т золота и 133 т серебра [354].

Проявление Мутновское (VI-3-5) золота и серебра с сопутствующими свинцом и цинком приурочено к Жировской палеовулканической постройке. Фундаментом центральной части структуры являются вулканогенно-осадочные образования от олигоцена до миоцена – мутновская, жировская, асачинская толщи. Они прорываются экструзией диоритовых порфиритов веселовского комплекса эо-плейстоцена–раннего неоплейстоцена. Всего выявлено более 160 крутопадающих кварцевых, кварц-карбонатных жил, зон прожилкования и минерализованных зон дробления, несущих золото-серебро-полиметаллическое оруденение. Вмещающие породы пропилитизированы вдоль зон разрывов, аргиллизированы с образованием кварц-гидрослюдистых, адуляр-гидрослюдисто-кварцевых, адуляр-монтмориллонит-гидрослюдисто-кварцевых разновидностей. Основные запасы золото-серебряных и серебряно-полиметаллических руд сосредоточены в жильной зоне Определяющая, прослеженной на 2650 м по простиранию, до 500 м по падению. Мощность зоны 3–19 м. Выделено пять рудных тел длиной до 300 м, мощностью до 3,35 м, прослеженных на глубину до 250–300 м, с содержаниями золота до 10,6 г/т, серебра 138,3 г/т (максимальное – золота 194,1 г/т, серебра 3605,2 г/т).

Протяженность других жил проявления, несущих преимущественно серебро-полиметаллическое оруденение, составляет 100–800 м, мощность 0,6–1,7 м, содержания золота до 3,2 г/т, серебра до 341,6 г/т. Средние содержания попутных компонентов по месторождению: свинца – 0,99 %, цинка – 1,13 %, кадмия – 290 г/т, индия – 20 г/т, селена – 9 г/т, висмута – 23 г/т. Текстуры руд полосчатые, массивные, колломорфно-полосчатые, брекчиевые. Рудные минералы – пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, теннантит, тетраэдрит, фрейбергит, борнит, самородное золото, аргентит, арсенипирит, пирротин, марказит, гессит, прустит. Вертикальный размах для золото-серебряного оруденения составляет 300 м, для серебро-полиметаллического – 500 м. Уровень эрозионного среза жильной зоны Определяющая и большей части месторождения определен как верхнерудный, а на флангах – надрудный. Наиболее богатые золото-серебряные руды характеризуются отношением золота к серебру – 1 : 15, рядовые – 1 : 100. Пробность золота 650–837. Прогнозные ресурсы по категории P_1 : золота – 40 т, серебра – 455 т [354]. Для Мутновского проявления характерно наличие на его площади термопроявлений. Поэтому все подсчитанные ресурсы располагаются до глубины 240 м. Проявление в силу благоприятных географо-экономических условий является первоочередным объектом для доизучения и вовлечения в эксплуатацию.

Проявление Вилючинское (V-3-60) локализовано в субвулканической интрузии диорит-порфиритов олигоцен-миоценового прибрежного комплекса, прорванного диоритами, габбро ахотменского комплекса миоцена. С последним проявление и связано генетически, как и месторождение Родниковое. Система тектонических нарушений северо-восточного простирания образует Вилючинскую

рудоносную зону шириной 400–500 м и прослеженной протяженностью около 3 км. В ее пределах изучено 35 кварцевых жил, 26 линейно-вытянутых тел вторичных кварцитов, три жильно-прожилковые зоны. Зоны протяженностью до 850 м, мощностью 1–40,0 м. Мощность жил 0,5–7,6 м, протяженность 200–1100 м. Наиболее рудоносная зона Регина имеет длину 1900 м, мощность 1–16 м. Состоит она из зон дробления, аргиллизаций, кварцевых жил. Вмещает рудное тело длиной 530 м, прослеженное на глубину 200 м. Мощность его 1,2 м, содержание золота 8,3 г/т с поверхности и 9 г/т по скважинам. Наиболее богатая жила, причлененная к зоне Регина со стороны висячего бока, имеет состав карбонат-кварцевый, содержание золота 0,2–48,3 г/т, серебра 6,4–945,4 г/т. Отдельные жилы прослежены на 2800 м при мощности до 4,0 м, с содержанием золота до 15,0 г/т, серебра до 430,2 г/т. На глубине (до 150 м) содержание золота повышается до 37,1 г/т. Отношение золота к серебру 1 : 2–1 : 295. Пробность золота 400–600. Оруденение золото-серебряной формации галенит-сфалерит-блеклорудного минерального типа. Проявление находится на фланге Родникового рудного поля, поэтому выше указаны общие ресурсы.

Проявление Рогатка (VI-3-1) представлено жильной зоной, сложенной крутопадающими жилами общей протяженностью более 3 км, шириной около 1,5 км. Вмещающая геологическая ситуация аналогична таковой на Вилучинском проявлении. Выявлено 42 золотосодержащие жилы кварцевого, кварц-карбонатного состава мощностью до 4,8 м, протяженностью до 400 м. В наиболее рудоносных из них содержания золота достигают 20,7 г/т, серебра 200 г/т. Жильная зона характеризуется незначительным эрозионным срезом. Прогнозные ресурсы по зоне по категории P_1 – 12,5 т золота. Запасы золота по категории C_2 – 584 кг [189].

Рудные объекты золото-серебряной формации в прогнозируемом Левобыстринском рудном узле (8.2.1) представлены проявлением Тополек (V-3-7) и четыре пункта минерализации (V-3-16, 20, 23, 31).

Проявление Тополек сложено миоценовыми вулканогенно-осадочными породами попереченской толщи, прорванными телами диоритов, диорит-порфириров, андезитов и разбитыми на отдельные блоки многочисленными разрывными нарушениями. Вдоль контактов субвулканических тел и нарушений породы аргиллизированы, цеолитизированы, окварцованы. Среди них выделена сложнопостроенная жильно-прожилковая зона мощностью от 4 до 30 м, протяженностью 480 м. Наиболее значимые содержания золота приурочены к юго-восточному флангу жильной зоны. Содержания золота в зоне от следов до 5 г/т (в единичных случаях до 42,8 г/т), серебра – 10–199,8 г/т. Оруденение к флангам и на глубину выклинивается. Содержание золота по скважинам на глубине 22 м не превышает 2,4 г/т. Рудные минералы: пирит, халькопирит, золото, пирротин, сфалерит. Жильные – кварц, гидрослюда, карбонат, адуляр. Прогнозные ресурсы P_1 : золота – 2072 кг, серебра – 5,2 т [235].

В Южно-Камчатском серебро-золотом рудном районе вне рудного узла, в пределах Асачинского рудного поля (8.2.0.1), расположено месторождение Асачинское (VI-2-5). Оно находится в верховьях левого притока р. Асача, в 37 км юго-западнее месторождения Мутновское. Приурочено оно к эрозионно-тектонической кальдере Асачинского палеовулкана плиоценового возраста, находящегося в зоне северо-восточного Мутновского глубинного разлома и субширотных зон повышенной проницаемости. Фундаментом структуры являются вулканогенно-осадоч-

ные олигоценовые образования жировской и миоценовые асачинской толщ, на которых залегают рудовмещающие плиоценовые образования голыгинского комплекса – эффузивно-пирокластические средне-кислого состава, прорванные субвулканическими дацитами, дациандезитами. Выявлено более 30 золоторудных жил кварцевого, адуляр-кварцевого состава и зон кварцевого прожилкования, концентрирующихся в субпараллельные пучки, отстоящие друг от друга на 350–450 м. Все жилы локализируются в крутопадающих трещинах отрыва, имеют угловато-ступенчато-извилистые контакты. Длина отдельных жил до 1500 м, мощность до 3 м (иногда до 7,5 м). Рудные тела в жилах характеризуются выдержанной мощностью и относительно равномерным распределением золота. Длина рудных тел 270–733 м, мощность обычно 1–3 м, редко до 7 м. Размах оруденения по вертикали определяется мощностью субвулканического купола и не превышает 300 м. При выходе жил из него происходит их резкое выклинивание в безрудные зоны прожилкования и аргиллизации. Жилы, локализованные в туфах, уступают по параметрам, имеют линзовидную форму, характеризуются раздувами и пережимами как по вертикали, так и по латерали. Среднее содержание по месторождению золота 22,4 г/т, серебра 39,6 г/т (максимальное по рудным телам золота 232,9 г/т, серебра 970,8 г/т).

Отмечается вертикальная зональность оруденения, выражающаяся в постепенном увеличении с глубиной содержания серебра и падением содержания золота. На верхних горизонтах отношение серебра к золоту от 1 : 1 до 3 : 1, на нижних от 10 : 1 до 100 : 1. Рудные минералы: золото, пирит, халькопирит, тетрадимит, висмутин, селенистый полибазит, науманит, пираргирит, серебро, селенид золота и серебра, сфалерит, галенит. Жильные минералы: кварц, адуляр, незначительно гидрослюда, монтмориллонит, каолинит. Пробность золота от 400 до 901 (средняя 684). Оруденение золото-серебряной формации науманит-полибазитового (селенидно-го) минерального типа.

Утвержденные балансовые запасы (т) по категории C_1 : золота – 6,447, серебра – 11,7; по категории C_2 : золота – 14,366, серебра – 35,6. Забалансовые запасы золота – 2,054 т. Прогнозные ресурсы категории P_1 составляют: золота – 15 т, серебра – 23 т. На месторождении завершена предварительная разведка [412].

В Авачинском рудно-россыпном районе (8.1) рудные объекты золото-серебряной формации представлены шестью проявлениями и тремя пунктами минерализации (IV-2-25, 42; IV-3-4). Проявления – гора Скалистая (IV-3-1), Звездная Даль (IV-3-2), Рвушее (IV-3-7), Удачное (IV-3-10), Китхойское (IV-3-21), Воеводское (IV-2-28). Все они относятся к золото-сульфидному минеральному типу. Наиболее представительными из проявлений являются Звездная Даль и Китхойское.

Проявление Звездная Даль (IV-3-2) расположено в поле развития плиоценовых вулканогенно-осадочных и субвулканических образований тумрокского комплекса, прорванных телами диорит-порфириров, кварцевых диоритов быстринского плиоценового комплекса. Породы гидротермально-метасоматически изменены с образованием кварцево-жильной зоны протяженностью 8,5 км при мощности 0,5–5,5 км. Всего на участке выделено 56 жильных тел мощностью 0,1–4,9 м и протяженностью 20–1800 м. Жилы по составу кварцевые, хлорит-кварцевые, кварц-карбонатные, барит-кварцевые; содержат богатую минерализацию халькопирита, пирита, галенита, сфалерита. Установлены содержания (г/т): золота – до 28,4, серебра – 1,0–396,2; а также (%): свинца – 0,7–3,46; меди – 0,5–2,55; цинка – 0,4–1,52, молибдена – более 0,03.

Проявление Китхойское (IV-3-21) расположено в пределах плиоценовой интрузии кварцевых диоритов быстринского комплекса. Здесь выделено основное жильное поле, которое заключено в ограниченный блок протяженностью до 7 км при ширине 2,5–3 км. В пределах блока выявлено 50 кварцевых жил и жильно-прожилковых зон. Мощность жил варьирует в пределах 0,1–5,5 м, протяженность их 10–1300 м. Жильные зоны имеют мощность 20–150 м, протяженность – 500–1500 м. Содержания золота по пересечениям 0,8–17,2 г/т, серебра – 3,5–30,5 г/т, а также (%): цинка до 3,87; свинца до 2,1; меди до 0,9. Рудные минералы: пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, сульфосоли и теллуриды серебра, золота, блеклая руда, вульфенит. Золото-серебряное отношение меняется от 1 : 5 до 1 : 10. Пробность золота 196–800 (средняя 650). Отношение селена к теллуру – 0,7.

К золото-сульфидному минеральному типу золото-серебряной формации относятся также проявления Кумроч (I-6-12) и Круча (I-6-16) в Валагинско-Карагинской минерагенической зоне.

Проявление Кумроч (I-6-12) приурочено к выходам вулканогенных пород хапицкой свиты и прорывающих их кварцевых диоритов быстринского комплекса плиоцена. Выявлена жильно-прожилковая зона мощностью 450–1350 м, протяженностью до 4200 м, состоящая из серии (30) крутопадающих золотоносных кварцевых, адуляр-кварцевых и сульфидно-кварцевых жил и зон прожилкования. Мощность рудоносных тел 0,2–120 м, протяженность более 500 м. В зоне выделена 31 жила с содержаниями золота – 3,88–728,8 г/т, серебра – 9,3–876,8 г/т. Рудные минералы: аргентит, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, блеклые руды, пирит. Отношение золота к серебру 1 : 3, пробность золота 750–820. Содержания в рудах (%): цинка – до 27,4, меди – до 1,1, свинца – до 2,8.

Проявление Круча (I-6-16) локализовано в пределах штокообразных субвулканических тел плиоценовых диоритов и кварцевых диорит-порфиритов быстринского комплекса, а также во вмещающих осадочных отложениях дроздовской свиты палеоцена. На площади 4 км² пропилитизированных, аргиллизированных пород выявлены 26 золотосодержащих кварцевых, адуляр-кварцевых жил с сульфидами, зоны брекчирования и прожилкования, образующие жильную зону мощностью 500–600 м, протяженностью до 1000 м. Жилы имеют мощность 0,2–8,7 м, протяженность 100–900 м. Содержание (г/т): золота до 93,9 г/т, серебра до 121; а также (%): цинка до 22, свинца до 6,1, меди до 1. В одной пробе содержание серебра 4937,8 г/т. Рудные минералы: аргентит, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, арсенипирит, леллингит, теннантит, тетраэдрит, калаверит, антимонит, золото. Отношение золота к серебру от 1 : 1,5 до 1 : 116. Пробность золота 770–800.

По Кумрочскому рудному узлу (проявления Кумроч и Круча) апробированы прогнозные ресурсы категории Р₂: золота – 60 т, серебра – 180 т, при средних содержаниях (г/т): золота – 15, серебра – 45 [423].

Золоторудные объекты золото-кварцевой формации по распространенности, параметрам и перспективности значительно уступают объектам золото-серебряной формации. Представлена формация четырьмя проявлениями (II-2-27, 35; III-2-29, V-2-16) и девятью пунктами минерализации (II-2-19; III-2-17, 21, 32; IV-1-9; IV-2-6, 10, 25; V-2-28). Все они связаны с жилами и зонами прожилкования, для которых вмещающими и возможно исходным источником металла являются меловые «черносланцевые» отложения – филлиты, филлитовидные сланцы, метаалевролиты хейванской и хозгонской свит, метаморфизованные преимуще-

ственно в зеленосланцевой фации метаморфизма. Характерно также проявление гранитоидного магматизмом натриевого типа щелочности – гранодиоритов, плагиогранитов.

Часто с рудными объектами ассоциируют россыпи золота.

Все объекты рудного золота золото-кварцевой формации находятся в Срединной минерагенической зоне. В северной ее части они вместе с россыпями составляют Крутогоровский серебро-золоторудно-россыпной район (4.1), в южной части – Порожисто-Гольцовский серебро-золоторудно-россыпной узел (4.0.6).

Из объектов золото-кварцевой формации наиболее изучены проявления Майор (II-2-35) и Гранитное (V-2-16).

Проявление Майор расположено в Крутогоровском рудно-россыпном районе. Площадь его сложена филлитами хейванской свиты, вмещающими интенсивно измененные тела ультрабазитов левоандриановского комплекса. В поле филлитов выявлено пять кварцевых жил мощностью 0,8–2,5 м, прослеженных до 700 м. В одной жиле мощностью 1,6–2,5 м установлено золото до 0,8 г/т и серебро до 92,4 г/т. В делювии филлитов установлено содержание золота более 10 г/т. В одном из тел (0,8 км²) гидротермалитов по ультрабазитам, вытянутом субширотно на 2 км, содержание золота до 4 г/т.

Проявление золота и серебра Гранитное (V-2-16) в Порожисто-Гольцовском рудно-россыпном узле связано с жильно-прожилковой зоной протяженностью 3500 м, шириной 300–400 м. Рудовмещающими породами служат кварцевые диориты кольского комплекса, метаалевролиты и глинистые сланцы хозгонской свиты. Зона включает 20 кварцевых жил протяженностью 400–1000 м при мощности 0,2–6,0 м. Содержание золота в жилах от следов до 10 г/т (в одной пробе – 182,6 г/т), серебра до 60,7 г/т. Наиболее изучена жила Октябрьская, в пределах которой по трем сечениям выделен рудный интервал длиной 80 м, мощностью 2,5 м, с содержанием золота от следов до 64,5 г/т, серебра до 44,4 г/т.

Золоторудные объекты золото-сульфидной формации также не имеют существенного распространения на территории листа: всего четыре проявления (II-2-11; IV-2-12, 14; V-2-7) и два пункта минерализации (II-2-10, IV-2-17). Все они расположены в Срединной минерагенической зоне.

Геологическая ситуация на этих объектах близка к ситуации на объектах золото-кварцевой формации, но значительная роль в составе руд принадлежит сульфидам.

Объекты золото-сульфидной формации входят в состав прогнозируемого Лунтосского прогнозируемого серебро-золоторудно-россыпного узла – проявление Дождливое (IV-2-12) и пункт минерализации (IV-2-17).

Проявление Дождливое сложено плагиогнейсами колпаковской метаморфической серии, прорванными жилами гранитов, пегматитов кольского комплекса позднего мела и интрузиями миоценовых гранит-порфиров лавкинского комплекса. Выделена зона интенсивного окварцевания, сульфидизации, в которой породы раздроблены и сцементированы глинистым материалом, состоящим на 50 % из окисленных минералов свинца и цинка. Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, золотом, галенитом, канфилдитом, сфалеритом, аргентитом, станнином. Текстуры руд прожилково-вкрапленные. Содержания (г/т): золота 0,1–9,9, серебра 51,5–2408,9. Содержание (%): свинца – до 3,6, цинка – до 0,24, мышьяка – до 1,0, олова – до 0,4. В рудном теле на мощность 7,2 м установлено

содержание золота до 23,5 г/т. В 2,5 км на юго-восток выделены две аналогичные зоны прожилкового окварцевания и сульфидизации в породах хейванской свиты. Видимая мощность зон 2 м, протяженность не установлена. Рудные минералы представлены галенитом, золотом, сфалеритом, халькопиритом. Максимальное содержание золота 5,8 г/т, серебра 39 г/т.

В Порожисто-Гольцовском рудно-россыпном узле к золото-сульфидной формации относится проявление Утинское (V-2-7). Оно расположено в поле развития филлитов и карбонат-хлорит-кварцевых сланцев хейванской свиты нижнего–верхнего мела и прорывающих их позднемеловых интрузий гранитов, гранодиоритов, даек гранит-порфиров кольского комплекса. Выявлено три зоны сульфидно-кварцевого прожилкования. Протяженность их 100–1000 м при ширине от 7 до 500 м. Мощность кварцевых жил и прожилков до 2–3 м, протяженность до 10 м. Рудные минералы в пределах зон: пирит, арсенопирит, золото, халькопирит, сфалерит, галенит, шеелит. Содержание золота 0,1–12,4 г/т; серебра 1,0–96,4 г/т; цинка до 12,94 %; свинца до 5,98 %.

К золото-сульфидной формации отнесено также проявление золота, серебра, меди Лазурное (II-2-11) в северной части Срединной минерагенической зоны. Оно расположено в поле псаммитовых туфов кирганикской свиты, прорванных миоценовыми диоритами, кварцевыми диоритами лавкинского комплекса. Установлена серия рудоносных жил кварцевого, кварц-карбонатного состава мощностью 0,2–5,8 м, протяженностью 100–1400 м. Содержание золота в них 0,2–31,8 г/т, серебра 3–376 г/т, меди до 1,1 %, свинца 0,2–29,1 %, цинка до 1,1 %. Содержание (г/т): золота 0,4–44,6, серебра до 176,6, теллура 20–400. Наиболее богатой является жила № 1 мощностью до 3 м, протяженностью 900 м. В ее пределах выделено рудное тело протяженностью 200 м, мощностью 0,9 м, с содержанием золота 11,5 г/т и серебра 207,4 г/т. Рудные минералы: галенит, сфалерит, халькопирит, аргентит, золото. Кроме жил, оруденение локализовано и в штокверке размером 580 × 100 м.

Россыпные месторождения золота. На территории листа открыто 11 промышленных и 34 непромышленных месторождения золота. Россыпи сосредоточены в Западно-Камчатском (0.1) золотороссыпном, Крутогоровском (4.1) и Авачинском (8.1) золото-серебряных рудно-россыпных районах; Лунтосском (4.0.4) и Порожисто-Гольцовском (4.0.6) рудно-россыпных узлах. Лишь одна россыпь – руч. Темный (II-4-4) установлена в Восточно-Камчатской минерагенической зоне.

Западно-Камчатский золотороссыпной район представлен тремя непромышленными (II-1-27; III-1-1, 3) россыпями золота.

Россыпь ручья Двойной (II-1-27) представляет собой ложковую россыпь протяженностью 370 м, шириной от 30 до 200 м (возрастает от устья к верховьям долины). Мощность золотоносного горизонта 0,2–3,6 м, мощность перекрывающих пород 0,4–1,0 м. Золотоносный горизонт сложен валунно-гравийно-галечным материалом с песчаным, супесчаным (у кровли горизонта) заполнителем (нижнечетвертичные слабо литифицированные конгломераты). Среднее содержание химически чистого золота по блоку 0,543 г/м³, запасы по категории С₁ – 14,55 кг.

Крутогоровский рудно-россыпной район составляют три промышленных россыпи – Капитанская (II-2-28), Майор (II-2-40), Дальний (II-2-34) и девять непро-

мышленных (II-2-6, 9, 29, 30, 33, 38, 39, 42, 43). Большая часть из них связана пространственно и генетически с черносланцевыми отложениями хейванской и хозгонской свит.

Месторождение р. Капитанская (II-2-28), в нижнем течении р.Капитанская, представляет собой прерывистую россыпь протяженностью 2800 м, шириной 20–30 м. Она приурочена к пойме и первой (1–2,0 м) надпойменной аккумулятивной террасе. Залегает в основном на ложном плотике, представленном слоем песчано-глинистого материала мощностью 0,3–0,5 м. Мощность продуктивного слоя 0,8–6,4 м, мощность торфов 0,2–0,4 м. Содержание золота 0,479 г/м³ на мощность 2,9 м. В пределах промышленного контура содержания варьируют от 50–60 до 1967–2275 мг/м³. Пробность золота 801. Россыпь расположена в нижней и средней части долины, приурочена к пойме и первой надпойменной террасе, разведана на протяжении 1100 м. Средняя глубина ее залегания 2,3 м, средняя ширина 50 м. Среднее содержание золота в россыпи 252 мг/м³. Пробность 801. Забалансовые запасы – 419 кг золота. Прогнозные ресурсы по категории Р₂ – 200 кг.

Россыпь руч. Майор приурочена к пойме и первой надпойменной аккумулятивной террасе высотой 1–2 м. Золото проникает в плотик до глубины 0,2–0,4 м. Россыпь мелкозалегаящая, средняя глубина отработки 1,8 м, мощность торфов до 0,8–1,0 м. Средняя ширина россыпи 40 м (20–80 м), длина 1080 м. Среднее содержание золота в россыпи 378 мг/м³. Пробность 804. Запасы золота категории С₁ – 28 кг. Прогнозные ресурсы Р₁ – 600 кг. Сопутствующий металл – платина.

В Порожисто-Гольцовском и прогнозируемом Лунтосском рудно-россыпных узлах коренными источниками всех россыпных объектов являются зоны дробления, окварцевания и сульфидизации в «черносланцевых» образованиях хозгонской и хейванской свит (алевролитах, метаалевролитах, аспидных сланцах, метапесчаниках, филлитах), вмещающие жильные зоны, составленные сериями кварцевых и кварц-карбонатных жил и прожилков. Терригенные породы имеют повышенные кларки концентраций золота, серебра, мышьяка, стронция. Катализатором рудного процесса послужило, вероятно, внедрение интрузивных тел кольского комплекса позднего мела.

Порожисто-Гольцовский узел представлен пятью промышленными месторождениями – россыпями рек: Гольцовка Дальняя (V-2-22), Гольцовка Средняя (V-2-25), Быстрая (V-2-17), Камешковая (V-2-13), Утинская (V-2-8) и пятью непромышленными – россыпями ручьев Юбилейный (IV-1-25), Кулопонок (V-2-2), Ивашка (V-2-6), Утуй (V-2-9), р. Ажица (IV-2-50).

Месторождение Дальняя Гольцовка (V-2-22) представляет собой современную открытую россыпь с террасовой и пойменной составляющими. Террасовая составляющая имеет протяженность 8,4 км, ширину 10–122 м (средняя 80 м), среднюю мощность золотоносного пласта 0,84 м, среднюю мощность торфов 1,7 м, среднюю глубину выемки 2,29 м. Пойменная россыпь имеет протяженность 9 км, среднюю ширину 35 м, среднюю мощность пласта 0,54 м; составляющая имеет мощность торфов 1,0 м, среднюю глубину выемки 1,54 м. Пласты лентообразные, характеризуются неравномерным распределением золота. Минералы-спутники – магнетит, ильменит, платина. Среднее содержание золота на массу в террасовой россыпи – 434 мг/м³, в пойменной – 502 мг/м³. Пробность золота 790–872. Забалансовые запасы – 116 кг.

Месторождение р. Сред. Гольцовка состоит из россыпи собственно р. Сред. Гольцовка (V-2-25) и россыпи р. Ближняя Гольцовка (V-2-26). Россыпь самой

р. Сред. Гольцовка состоит из пойменной и террасовой составляющих. Пойменная россыпь имеет протяженность 7,3 км. Средняя ширина 30 м, средняя глубина выемки 1,44 м, мощность пласта 0,56 м, средняя мощность торфов 0,86 м. Россыпь террасовая длиной 7 км; средняя ширина 50 м; средняя глубина выемки 2,70 м. Мощность пласта 0,90 м, средняя мощность торфов 1,8 м. Среднее содержание золота в террасовой россыпи – 467 мг/м³, в пойменной – 739 мг/м³ на массу. Пробность золота средняя 822. Забалансовые запасы – 125 кг. Прогнозные ресурсы Р₁ россыпей всех Гольцовок – 400 кг.

Россыпь р. Ближняя Гольцовка аллювиальная долинная современная открытая. Длина террасовой узкоструйчатой россыпи 2,3 км, ширина 10–100 м (средняя 40 м), мощность пласта 0,58 м, средняя мощность торфов 1,7 м, средняя глубина выемки 2,3 м. Полезные минералы – золото, платина; спутники – магнетит, ильменит. Среднее содержание золота на массу – 454 мг/м³. В 1974 г. добыто 14,5 кг золота с содержанием 326 мг/м³. Платина в единичных знаках. Пробность золота 837–846.

Месторождение р. Камешковая (V-2-13) представлено россыпью р. Камешковая и россыпями ее правого притока руч. Половинчик. Россыпь реки залегает в пойме и реке на низких аккумулятивных террасах (1–2, 3–4, 6–8-метровых). Прослежена она на 8 км при ширине от 14 до 360 м (средняя 75 м). Среднее содержание 0,487 г/м³ на массу. Забалансовые запасы 312 кг. Пробность золота 805–923 (средняя 848). В долине р. Половинчик установлены две россыпи: пойменная и террасовая. Забалансовые запасы 312 кг. Прогнозные ресурсы россыпей р. Каменистая и р. Половинчик Р₁ – 500 кг.

Месторождение р. Утинская (V-2-8) представляет собой долинную аллювиальную современную открытую россыпь. Мощность торфов 0,5–4,2 м (средняя 1,2 м), глубина выемки 2,0 м. Среднее содержание золота – 550 мг/м³ на массу. Найдено самородок 6630 мг. Пробность золота 581–644 (средняя 617). Забалансовые запасы – 100 кг. Прогнозные ресурсы Р₁ – 200 кг.

Россыпь р. Быстрая (V-2-17) имеет забалансовые запасы 255 кг. Прогнозные ресурсы по категории Р₁ – 200 кг.

Лунтосский прогнозируемый рудно-россыпной узел представлен тремя непромышленными россыпями: руч. Золотой (IV-2-16), руч. Эпоколца (IV-2-20) и р. Пеница (IV-2-26).

Интерес представляет установленная вне узлов непромышленная россыпь р. Чимстина и ее левого притока руч. Шишино (IV-1-8). Русловая аллювиальная россыпь долины руч. Шишино имеет длину 1,0 км, мощность торфов 0,8 м, песков – 1,4 м. Содержание золота на пласт 0,7 г/м³. По оперативной оценке запасы категории С₂ составляют 20 кг. Пробность золота 790. Максимальная крупность золота 7,62 мм. Россыпь руч. Шишино имеет продолжение в долине р. Чимстина в форме подвесного золотоносного контура, залегающего в тальвеге долины реки. Длина долины р. Чимстина на этом участке 2,5 км, ширина 80–100 м. Мощность золотоносного слоя 1,2 м, торфов – 1,4 м. Содержание золота на пласт – 1,3 г/м³, на массу – 0,6 г/м³. Прогнозируется долинная россыпь с запасами по категории Р₁ – 200 кг. Россыпь не разведана до конца из-за большого водопритока.

В Авачинском рудно-россыпном районе россыпи большей частью уже отработаны. Пока стоит на Госбалансе лишь промышленная россыпь Иудумич

(IV-2-38). Установлены также 10 непромышленных россыпей (IV-2-30, 32, 40, 53; IV-3-11, 24, 33, 34; V-2-3, 5).

Месторождение Иудумич (IV-2-38) в долине одноименного ручья представлено двумя золотоносными россыпями: пойменной и погребенной. Пойменная приурочена к нижней части разреза аллювиальных отложений и к разрушенным коренным породам. Протяженность 2700 м, ширина от 14 до 88 м (средняя 33 м). Мощность золотоносного пласта 0,2–2,1 м (средняя 1,95 м), средняя глубина выемки 4,81 м. Содержание золота на массу от 0,208 до 1,477 г/м³ (среднее 0,745 мг/м³). Погребенная россыпь прослежена под водно-ледниковыми отложениями аккумулятивной террасы 25–30-метрового уровня. Золотоносный пласт приурочен к приплотиковой части аллювиального разреза древнего тальвега ручья и разрушенным коренным породам. Мощность золотоносного пласта 0,6–2,0 м (средняя 1,8 м). Содержание золота на пласт до 15,893 г/м³ при среднем 0,71 г/м³. Средняя мощность торфов 19,6 м, протяженность россыпи 1 км, ширина 60 м. Длина промышленного интервала 0,22 км, ширина 30 м, золото среднее и крупнее, пробы 868. Погребенная россыпь является источником пойменной россыпи. Месторождение отработано, добыто 543 кг. Забалансовые запасы – 61 кг.

Россыпь руч. Темный (II-4-4) имеет запасы золота C_1 – 59 кг, прогнозные ресурсы P_1 – 800 кг.

Шлиховые ореолы золота наиболее продуктивные выявлены в Западно-Камчатском золотороссыпном районе, Крутогоровском и Быстринском рудно-россыпных районах, единичные – в Валагинско-Карагинской минерагенической зоне.

В Западно-Камчатском россыпном районе шлиховой ореол (II-1-7) объединяет шлиховые ореолы, следующие с некоторыми перерывами, в бассейнах рек Крутогорова, Кунжик, Тауч, Коопа. В речных косовых отложениях установлены содержания до 0,005–0,9 г/м³, а в аллювии террас до 0,36–0,80 г/м³. Устойчивые шлиховые ореолы в Облуковинском россыпном районе установлены также по правым притокам р. Брюмка (III-1-2), по рекам Колпакова (II-1-31), Тымшечик (II-1-6), Платонич (II-1-12), также морские пляжные ореолы.

Шлиховой ореол золота вдоль побережья Охотского моря (IV-1-16) протягивается на 300 км при ширине 7–36 м. Наиболее золотоносны современные пляжные отложения. Участки обогащенной и обедненной золотоносности сменяют друг друга. Содержание обычно не превышает 30 мг/м³, но иногда достигает 760 мг/м³. По разрезу золото распределено неравномерно. Относительно высокие содержания приурочены к захороненным слоям естественного шлиха мощностью первые сантиметры на глубину 1–4,5 м. Золото мелкое (0,1–0,25 мм), пластинчатое.

В Крутогоровском рудно-россыпном районе шлиховые ореолы установлены по р. Облуковина (II-2-25), по р. Соседняя (II-1-10), по правому притоку р. Платонич (II-1-16) и по р. Кирганик (II-3-18).

Шлиховой ореол золота по р. Облуковина установлен на протяжении 35 км. Выявлены золотоносные пласты длиной до 2 км с содержанием золота 30–621 мг/м³ на массу. Прогнозные ресурсы при содержании более 50 мг/м³ – 600–700 кг.

Крупный ореол знакового золота площадью около 400 км² установлен в бассейне рек Лунтос–Лев.Коль (IV-2-4). Максимальные весовые содержания золота от 0,01 до 1,3 г/м³ выявлены по притокам р. Лев. Лунтос. Коренными источниками

золота являются проявления золота и цветных металлов, зоны окварцевания и сульфидизации в метатерригенных отложениях хейванской свиты и образованиях метаморфических серий Срединного выступа.

В Валагинско-Карагинской минерагенической зоне шлиховой ореол золота, киновари, галенита, сфалерита в верхних и средних течениях рек Быстрая, Тополовая (I-6-8) характеризуется максимальным содержанием золота на «щетках» 0,3–1,5 г/м³. В аллювиальных и флювиогляциальных террасах содержания золота 0,05–0,675 г/м³, галенита и сфалерита до 50 знаков, киновари – до 132 знаков на 0,02 м³.

Шлиховой ореол золота по р. Камчатка (I-4-4) в современных русловых и террасовых отложениях тянется на 100 км. Содержание золота 10–80 знаков на 0,02 м³ промытой пробы. В единичных пробах установлены весовые содержания золота до 0,1–0,7 г/м³.

Литогеохимический ореол золота и серебра в бассейнах рек Каменистая и Шикова (V-2-46) вмещает 22 пункта минерализации, связанные с зонами дробления, окварцевания в миоценовых вулканитах южнобыстринского и карымшинского комплексов. Содержание (г/т): золота 0,1–3,1; серебра 1,2–71,4.

Поток рассеяния золота по пробам донных осадков по руч. Двойной (II-4-6), правому притоку р. Прав. Щапина, имеет протяженность 7 км, с содержанием золота более 0,01 г/т.

Серебро присутствует в рудных объектах, как правило, в комплексе с золотом и медью (II-3-21, 23, 27).

Литогеохимический ореол серебра вмещает 15 пунктов минерализации серебра в бассейне р. Плотникова (V-2-11). Пункты минерализации, объединенные ореолом, приурочены преимущественно к зонам милонитизации в полях ирунейской, реже кирганикской свит, участкам дробления с прожилками карбонатного, кварц-карбонатного составов. Содержание серебра 1,1–2,2 г/т.

Платина и платиноиды. Известен лишь один пункт минерализации платины – Ягельный (II-4-8), характеризующийся содержаниями платины от 0,002 до 0,05 г/т. Здесь же минералогическим анализом выделено 6 зерен платины. Ранее уже охарактеризованы одно платиносодержащее проявление в комплексе с золотом (II-2-36), одно проявление в комплексе с медью и золотом (V-4-7). Кроме того, установлены два потока и три ореола рассеяния платиноидов. Поток рассеяния платиноидов по руч. Дальний, правому притоку р. Прав. Щапина (II-4-3) тянется на протяжении 10 км с содержанием платиноидов (платины, палладия) в донных пробах 0,005–0,1 г/т. Такие же содержания установлены в донных пробах в верхнем течении р. Китильгина (III-4-2), в истоках р. Урц (II-4-7, 11), в истоках р. Толбачик (I-5-5). Платиноносные объекты генетически связаны с образованиями позднего мела–палеоцена с пикритами попутновской толщи и ультрабазитами толбачинского комплекса в Валагинско-Карагинской минерагенической зоне; с ультрабазитами левоандриановского комплекса в Срединной минерагенической зоне. Платиноиды встречаются также во многих россыпях золота Срединной минерагенической зоны. В россыпях золота (II-2-6, 28, 40) присутствуют платиноиды, их содержание достигает 0,135–27 мг/м³. По р. Облуковина, в 3 км ниже устья р. Капитанская, платиноиды на щетках достигают содержания 82 мг/м³. Знаки платиноидов отмечаются и во многих шлиховых ореолах золота.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран. Ураноносные объекты представлены двумя проявлениями и тремя пунктами минерализации. Установлены также два литогеохимических ореола в коренных породах. Все они, кроме проявления V-3-46, приурочены к гранодиоритам, кварцевым диоритам позднемелового кольского комплекса.

Проявление урана Первенец (IV-2-13) на водоразделе рек Лев. Лунтос и Кагнисин локализовано в интрузии гранитов–диоритов кольского комплекса, прорванной миоценовыми гранодиоритами лавкинского комплекса. Протяженность рудного тела 18 м, мощность 0,2–3 м. Оруденение в целом приурочено к зонам дробления и расланцевания в диоритах. Основные рудные минералы: настуран, магнетит, пирит, халькопирит, молибденит. Содержание урана в рудном теле от 0,04 до 1,02 %, в отдельных штучных пробах достигает 3,0–7,4 %. Сопутствующие: Cu, Co, Ni, Pb, Zn, As, Ag, Au.

Примерно таким же строением характеризуются расположенные рядом пункты минерализации – Водораздельный (IV-2-8) и р. Кагнисин (IV-2-11). Содержание урана в них до 0,037 и 0,026 % соответственно, причем Водораздельный вмещает около 30 аномалий до 250 мкР/ч.

Пункт минерализации горы Воровская (III-2-23) в кольских гранодиоритах характеризуется содержанием урана по трещинам до 6,5 г/т в точечных пробах. С этой же интрузией связан ореол рассеяния урана (III-2-22), объединяющий контрастные потоки с содержанием металла в донных пробах до 300 г/т.

Проявление Левобыстринское (V-3-46) локализуется на площади 15 × 25 м в тектонической зоне северо-западного простириания. Приурочено к линзе алевролитов в олигоценовых образованиях жировской толщи, прорванных миоценовыми гранодиоритами ахомтенского комплекса. В экзоконтакте породы пропильтизированы, аргиллизированы, окварцованы. К гидротермалитам приурочена гнездовая минерализация урана. Размер гнезд 0,5–1,5 м. Содержание урана от 0,004 до 0,03 %.

Литогеохимический ореол урана установлен по р. Соседняя, левому притоку р. Крутогорова (II-1-11). Терригенные образования хозгонской свиты прорваны позднемеловыми гранодиоритами, кварцевыми диоритами и перекрыты конгломератами снатольской свиты эоцена. В конгломератах установлено содержание урана $(6,3–39,5) \times 10^{-4}$ %.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кварц оптический. Выявлены два проявления оптического кварца. В истоках руч. Именинный (II-2-46) и р. Золотая (II-2-50) в кристаллосланцах камчатской и плагиогнейсах колпаковской метаморфических серий выявлены три жилы кварца мощностью 1–1,5 м, протяженностью 10–50 м. Кварц белый, светло-серый до полупрозрачного. Соответствует высшему сорту ОСТ 41-01-159-80 (кварц жильный в виде «крупки» для варки оптических стекол). Прогнозные ресурсы по категории P_2 – 78 515 м³ [443].

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Сера самородная встречена в шести проявлениях (II-5-4, 13; III-4-3; III-5-7; 8, VI-3-9) и двух пунктах минерализации (I-3-22; I-5-4).

Проявление Иульт (II-5-4) представлено семью линзообразными телами серных руд в андезитах иультского комплекса эоплейстоцена–раннего неоплейстоцена. Мощность тел 2–5 м, протяженность 12–60 м. Руды представляют собой рыхлые, брекчированные, участками перетертые, рассланцованные, пропитанные мелковкрапленной серой гидротермально измененные породы.

Химический анализ показал в бороздовых породах содержание серы 33–66 %.

Проявление кальдеры вулкана Узон (III-4-3) связано с действующими и потухшими фумаролами и кратерно-озерными сероносными отложениями кальдеры. Площадь распространения руд более 160 000 м². Мощность залежей фумарольной серы 0,2–1,0 м, кратерно-озерной – 0,5–4,0 м. Прогнозные ресурсы Р₂ – первые тысячи тонн [124].

Проявление р. Гейзерная (III-5-8) расположено в полях сольфатарно измененных пород – три серных купола размерами от 200 × 10 × 10 до 20 × 5 × 10 м с зонами сероносных пепловых туфов 200 × 50 м при мощности 10 м. Содержание серы до 20 %. Прогнозные ресурсы Р₂ – 15 тыс. т [428].

Остальные объекты серных руд уступают по своим параметрам вышеохарактеризованным.

Стронцианит представлен одним пунктом минерализации – Васильевским (V-3-30). В песчаниках попереченской свиты миоцена наблюдаются зоны гидротермалитов, среди которых вскрываются две сближенные кварц-карбонатные жилы с баритом мощностью 0,3 и 0,5 м. Они прослежены на 80 м с переходом в зону карбонатного прожилкования. Спектральный анализ показал содержание стронция 0,1–3 %, бария – более 1 %. По химическому анализу содержание стронция – 2 %. В элювии брекчированные и окварцованные породы среди миоценовых диоритовых порфириров содержат 0,1% стронция. Минералогический состав жил – кварц, карбонат, барит, пирит.

Алунит. Пункт минерализации вулкана Овальная Зимица (I-5-3) связан с гидротермально измененными андезитами, андезибазальтами, их туфами ключевского комплекса. Измененные породы имеют зональное строение с постепенными переходами от опалитов и опал-алунитовых кварцитов к пропилитизированным породам. Отмечается вертикальная и горизонтальная метасоматическая зональность. Мощность опал-алунитовой зоны 120–150 м, протяженность 250–300 м. Содержание алунита 25–30 %, редко до 50 %. Минерализация опал-алунитовой зоны является результатом сольфатарной и фумарольной деятельности в околожерловой части вулкана.

Проявление алунита в истоках р. Падь Ближняя (II-5-2) представлено зоной алунитовых кварцитов в брекчированных и сильно трещиноватых плиоценовых вулканитах тумрокского комплекса площадью 375 тыс. м². По вертикали кварциты прослежены на 300 м. Содержание алунита 7,34 %. Прогнозные ресурсы его Р₂ – 10 млн т [427].

Проявление алунита в верхнем течении р. Мал. Иульта (II-5-10) установлено в зоне брекчированных и интенсивно трещиноватых пород, измененных до алуни-

товых кварцитов. Изменению подверглись эоплейстоценовые—раннеэоплейстоценовые породы иультского комплекса. Содержание алунита в среднем 18,3 %. Прогнозные ресурсы алунита по P_3 — 12 млн т [427].

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфориты. Пункт минерализации фосфорита р. Ракитинская (II-6-12) представлен четырьмя выходами фосфоритовых желваков. Горизонты фосфоритовых желваков мощностью от 5—7 до 10—20 см приурочены к подошве слоя олигоценых—миоценовых глауконитовых песчаников горбушинской свиты. Содержания в горизонте P_2O_5 — 3,17 %, в желваках — 3,23 %. Содержание урана до 0,01—0,02 %.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Кварц стекольный. Выявлено два проявления стекольного кварца. Проявление на междуречье Пымты и Чимстиной (IV-1-5) представлено четырьмя кварцевыми жилами, пространственно связанными с телами гранитов и гранодиоритов, прорывающими хейванскую свиту. Мощность жил 15—20 м, протяженность 15—120 м. Кварц молочно-белый метаморфический сегрегационный и светло-серый гидротермальный, полосчатый, среднекрупнозернистый, равномернозернистый. Прогнозные ресурсы P_2 полупрозрачного и прозрачного кварца при выходе его в среднем 60 % — 2945,5 т. Прогнозные ресурсы P_2 сортового кварца при 100 %-ном его выходе — 474 837,6 т [443].

Проявление кварца стекольного в истоках р. Прав. Озерная (II-2-16) представлено двумя кварцевыми жилами протяженностью 35 и 100 м, мощностью до 15 м среди гнейсогранитов крутогоровского комплекса. По промышленно-генетической квалификации жилы относятся к гидротермально-метаморфизованным жилам гранулированного кварца. Светопропускание кварца 70 %, примесей 30 %. Кварц соответствует требованиям ТУ 41-07-008-82 к первому сорту кварца жирного прозрачного для производства кварцевого стекла. Прогнозные ресурсы P_2 — 47 170 т [443].

Каолин и глины керамические. Выявлено одно месторождение и два (II-5-1, 11) проявления керамических глин.

Малое месторождение Шаромское (III-3-4) расположено в междуречье Камчатки и Корниловской. В современных озерных отложениях выделяется залежь линзообразной формы длиной 3800—4500 м (средняя 4000 м), шириной 500—700 м (средняя 600 м), мощностью 0,2—4,6 м сложного строения. В залежи глины образуют прослой и линзы мощностью 0,3 м, протяженностью до 300 м. Глины кислые с высоким содержанием красящих окислов, умеренно пластичные, низкодисперсные, со средним содержанием крупнозернистых включений (1,29 %), легкоплавкие, с низкой температурой спекания. Мощность пород вскрыши 0,3—2,3 м (средняя 0,7 м), средняя мощность глин 1,9 м. Запасы (тыс. м³) категории C_2 — 220; $A + B$ — 36; C_1 — 32. Глина пригодна для изготовления художественной керамики и облицовочных материалов.

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Пемза. На территории листа установлено по одному крупному и мелкому месторождению и одно проявление (VI-3-8) пемзы.

Крупное месторождение пемзы Жупановское (III-5-13) представляет собой обширное вулканическое плато у подножия вулкана Семячик на берегу залива, обрывающееся уступом высотой 20–40 м. Полезное ископаемое – продукт эксплозии вулкана. Оконтурена пластообразная пологая залежь длиной до 1900 м, шириной до 1100 м. Мощность от 2,6 до 16,6 м, глубина залегания от 0,9 до 2,5 м. Пемзовые отложения представляют собой разнородную пирокластическую смесь с большим количеством глыбового материала. Песчаная составляющая – пемзовый гравий и андезиты. Кусковая пемза – угловатые обломки до 0,7 м от серого, розоватого до коричневатого-серого цвета, пористой текстуры, порфирированной структуры с витрофирированной основной массой. Балансовые запасы по категориям $A + B + C_1 = 5070$ тыс. м³.

Малое месторождение пемзы Налычевское (V-4-1) приурочено к покровно-пирокластическим отложениям четвертичного возраста, которые в виде пластообразной залежи перекрывают ледниковые и водно-ледниковые отложения. Выделены две горизонтальные залежи, длина которых 1500 и 2000 м, средняя ширина 650 и 900 м, мощность 0,9–1,2 и 0,8–1,2 м, глубина залегания 4 и 3 м. Содержание щебня в смеси 39,2–56,1 %. Пемза тонкозернистая, может быть использована в производстве конструктивно-теплоизоляционного бетона и для получения пемзошлакобетона. Балансовые запасы категории $A + B + C_1 = 2454$ тыс. м³.

Пемзой богаты кальдеры и некоторых других вулканов (Хангара и др.), но при геологосъемочных работах ранних этапов должного внимания характеристике этого полезного ископаемого не уделялось.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Цеолиты. Установлено одно крупное месторождение и два проявления (I-3-4; III-5-11) цеолитов.

Месторождение цеолитизированных туфов Ягоднинское в верхнем течении р. Банная (V-2-40) приурочено к мощной залежи кислых туфов гольгинского плиоценового комплекса, интенсивно измененных гидротермальными процессами. Туфы пепловые плотные, серовато-зеленые, участками стекловатые, однородные с мелкими вкрапленниками кварца, биотита и полевого шпата. Выделена наклонная пластообразная залежь длиной 600 м, шириной 400 м, мощностью 3–100 м, глубиной залегания 0,3–4,6 м. Туфы по составу цеолитов клиноптилолит-морденитовые, обладают высокой активностью, применяются в качестве активной добавки для производства цемента. Кроме того, они используются как цеолитовое сырье. Выделены четыре разновидности пород: цеолитовые туфы – содержание цеолитов более 70 %; сильно цеолитизированные – 50–70 %; цеолитизированные – 20–50 %; слабо цеолитизированные – менее 20 %. Туфы с наиболее высоким содержанием цеолитовых минералов залегают в верхних и нижних частях разреза. Мощность этих горизонтов 20–30 м. Туфы месторождения могут быть использованы: для экологических целей (очистка газовых отходов и газов от окислов серы, азота, аммиака; извлечение из сточных вод ионов аммиака, тяжелых и радиоактивных металлов; очистка речной воды от некоторых металлов и изотопов); в промышленности (осушение газа при добыче, транспортировке и переработке, разделение компонентов газовых смесей, очистка, осветление соков, вин, молока); в сельском хозяйстве (добавка к минеральным удобрениям, задержка токсинов, попадающих в почву при опрыскивании, добавка в корм животным и

птицам, в рыбозаведении — для удаления аммония из воды); в качестве керамического сырья (добавка в керамическую массу). Балансовые запасы туфов Ягоднинского месторождения по категории C_1 — 7290 тыс. т, C_2 — 12438 тыс. т. В связи с высоким качеством цеолитов есть перспективы выхода на внешний рынок (США, Корея).

Проявление цеолитов Уксичанское (I-3-4) расположено в 5 км от пос. Эссо. В миоценовых—плиоценовых вулканитах хахтунского комплекса выявлены пласты спекшихся пемзокластических алевропсаммитовых и смешанных туфов кислого состава, пригодных в качестве легкого заполнителя бетонов. Наилучшим качеством характеризуется щебень, полученный из пемзокластических туфов. По лабораторным испытаниям их физико-механические и физические свойства удовлетворяют требованиям ГОСТов 22263-76 «Щебень и песок из пористых горных пород. Технические условия», 9757-83 «Заполнители пористые неорганические для легкого бетона. Общие технические условия». По насыпной плотности щебень относится к марке «700», песок — «800». Породы на 80 % состоят из обломков тонковолокнистой пемзы, содержание цеолитов от 5 до 95 %, поэтому проявление описывается в данном разделе и на карте показано соответствующим условным знаком. Площадь выхода — 148 тыс. м². Запасы по C_2 на глубину 10 м составляют 1480 тыс. м³. Прогнозные ресурсы по P_2 — 8,0 млн м³ (при открытой отработке) [348].

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Алмазы. Всего на площади листа выявлено пять проявлений алмазов.

Проявление алмазов в истоках р. Белоголовая (I-2-8) установлено в лавах оливиновых базальтов рассошинского комплекса эоплейстоцена—раннего неоплейстоцена. Здесь обнаружены восемь клиновидных кристаллов алмаза с максимальным размером 1,2 мм. В результате дополнительного исследования 20 кг породы обнаружено шесть кристаллов технического алмаза размером 0,1–0,2 мм. Минералы-спутники — альмандин, графит, муассанит, хромшпинелиды, корунд.

Проявление алмазов Озерное (II-4-9) связано с пикритами позднемиоценового—палеоценового попутновского вулканического комплекса. Эти пикриты обладают часто повышенной щелочностью. В минералогической штупфной пробе термохимическим растворением был обнаружен обломок поликристаллического алмаза желтого цвета размером 0,2 × 0,3 мм в ассоциации с хромшпинелидами, корундом, графитом и золотом.

Проявление алмазов между истоками ручьев Темный и Узкий (II-5-17) выявлено также в пикритах попутновского комплекса, среди которых отмечаются щелочные разности. В минералогической пробе весом 10 кг методом термохимического растворения обнаружен обломок бесцветного, прозрачного алмаза размером 0,8 мм.

На р. Филиппа (II-2-41) на западном фланге Филипповской интрузии позднемиоценового—палеоценового возраста в минералогической пробе слюдяных клинопироксенитов методом термохимического растворения обнаружен обломок бесцветного, прозрачного алмаза размером до 0,2 × 0,25 мм с совершенной структурой. Минералы-спутники — гранат (пироп-альмандинового ряда), муассанит, хромшпинелиды, корунд.

Проявление алмазов вулкана Авачинский (V-3-63) выявлено в кальдере Козельского вулкана в глыбах хризолит-хромдиопсидовых базальтов (авачитов).

В пробе весом 150 кг механическим дроблением выделено 30 обломков карбонадо темно-серого и черного цвета размером до 3 мм. Карбонадо представлен поликристаллическим алмазом в ассоциации с графитом, карбидами кремния, самородным кремнием. В минералогической пробе авачитов весом 80 кг методом термохимического растворения выделен кристалл алмаза размером 1,7 мм и два кристалла размером до 0,5 мм.

Поделочные камни. Выявлено четыре проявления обсидиана (I-2-1, 3, 4, 7), одно агата (III-1-21) и одно родонита (III-3-2).

Наибольший интерес представляет проявление обсидианов Носичан (I-2-4). Это линзы обсидианов черных, вишнево-красных, сургучных в экструзивных дацитах крерукского комплекса плиоцена. Мощность их 1,5–2 м, протяженность 10–15 м. Наиболее эффектны обсидианы черные со слабо выраженной полосчатой текстурой с переходами в дымчатые, полосчатые и черные с красными полосками. Размер отдельных блоков с полным отсутствием трещиноватости 20 × 20 см. В пределах экструзии выявлено восемь делювиальных россыпей площадью 300–3900 м². Общая площадь их 54 300 м², в том числе россыпь иризирующего обсидиана составляет 1300 м². Продуктивный слой мощностью 0,7 м. Содержание бездефектного обсидиана размером 5 × 10 см составляет 50 кг/м³. Прогнозные ресурсы категории P₂ – 7280 кг. В остальных россыпях заслуживают внимания обсидианы дымчатые с мутноватыми флюидальными полосками, а также хлопьевидные перисто-блочные. По декоративным свойствам обсидиан относится к ювелирно-поделочному. Размер обломков от 3–5 до 10–15, редко 20–25 см. Преобладает фракция 10–15 см [349, 284].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Магматические породы

Интрузивные породы кислого состава. На данное время разведано одно крупное месторождение гранодиоритов и одно малое – гранитов.

Месторождение (крупное) строительного камня Ольховое (V-2-15) представлено гранодиоритами миоценового плотниковского комплекса. Это монотонные роговообманковые разности светло-серого цвета мелко- и среднезернистой структуры. Они являются качественным сырьем для получения тяжелых заполнителей бетонов. Балансовые запасы (тыс. м³) по категориям В – 2674, С₁ – 7768, С₂ – 33 336 тыс. м³.

Месторождение (малое) декоративного и облицовочного камня Ахотенское (бухта Русская, VI-3-10) представлено выходами интрузии миоценовых гранитов в береговых обрывах на протяжении около 1 км. Граниты мелко-среднезернистые серовато-розовые, обладают хорошими декоративными свойствами – равномерно шлифуются и пилятся, хорошо полируются. Отдельные блоки гранитов имеют размеры 1,2 × 2 и 1,3 × 1,5 м. Граниты могут использоваться во всех видах строительства. Запасы категории С₁ + С₂ составляют 10 млн т.

Интрузивные породы среднего состава представлены одним средним (V-3-45) и одним малым (IV-3-29) месторождениями.

Среднее месторождение строительного камня Карымшинское – это интрузивная залежь, сложенная диоритами ахотенского миоценового комплекса. Пло-

щадь залежи в плане около 20 км². Горнотехнические условия благоприятны для разработки открытым способом. Мощность вскрыши 1,4–5,8 м, коэффициент вскрыши – 0,049. В массиве диоритов отмечается сеть трещин, расположенных через 20–30 см, а также зон дробления и зон интенсивно трещиноватых пород. Предел прочности при сжатии в воздушно-сухом состоянии 1100–2120 кг/см², в водонасыщенном – 1076–2041 кг/см²; пористость 0,3–5,7 %. Диориты пригодны для использования в виде щебня в качестве крупного заполнителя обычного и гидротехнического бетона и на бутовый камень для строительства. Балансовые запасы (тыс. м³) строительного камня категории А+В – 7042, С₁ – 15 507, С₂ – 42 000.

Экструзивные и субвулканические породы среднего состава. Выявлено два малых месторождения экструзивных андезитов (V-3-25, 40) и одно (V-3-37) – субвулканических андезибазальтов.

Наиболее крупное месторождение горы Мишенная (V-3-25) представлено экструзией андезитов авачинско-корякского комплекса. Породы пригодны в качестве крупного заполнителя для обычного бетона марок «75–100» в конструкциях, не насыщаемых водой. Средняя мощность вскрышных пород 4,25 м. Балансовые запасы категорий В+С₁ – 1,04 млн м³.

Субвулканические и эффузивные породы основного состава. Имеется одно крупное и одно малое (V-3-11) месторождения субвулканических, а также одно малое месторождение (V-3-48) и одно проявление (I-3-1) эффузивных основных пород.

Крупное месторождение строительного камня Петровское (V-3-35) – это шток долеритов позднемелового возраста, слагающий привершинную часть Петровской сопки высотой 490 м над уровнем моря. Вмещающими являются верхнемеловые вулканогенно-кремнистые отложения верхненикольской подтолщи. Длина залежи 3800 м, ширина 2000 м, мощность средняя 16 м, глубина залегания кровли 1,2–3,5 м. Долериты мелко-среднекристаллические порфиновые массивные. Балансовые запасы категории С₁ – 1164 тыс. м³, категории С₂ – 24 252 тыс. м³. Породы пригодны в качестве заполнителя для наземных бетонов марок «300–600», для балластировки и черногового покрытия дорог.

Месторождение базальтов Приморское (V-3-48) сложено двумя горизонтальными залежами этих пород длиной до 800 м, шириной 400–450 м, мощностью 22–47,5 м, а также одной полого залегающей залежью длиной до 450 м, шириной 300–350 м, мощностью 4–150 м. Балансовые запасы (тыс. м³) базальта по категориям: А – 708, В – 742, С₁ – 2654. Щебень базальтов пригоден для различных видов и марок бетонов.

Перлиты. Выявлено два малых (V-2-27, V-3-49) месторождения и одно проявление (IV-3-20) перлитов.

Месторождение перлита и обсидиана Начикинское (V-2-27) расположено к северо-западу от озера Начикинское. Приурочено оно к небольшой экструзии миоценового карымшинского комплекса, сложенной риолитами, обсидианами и перлитами. Перлиты локализуются в основании купола. Мощность их 4–18 м. Обсидиан залегает выше перлитов. Мощность его 2–27 м. Минимально-промышленная мощность полезного ископаемого 0,5 м. Балансовые запасы (тыс. м³) обсидиана категории А – 223, В – 729, С₁ – 920, С₂ – 1087. Балансовые запасы перлита

(тыс. м³) по категории А – 95, В – 210, С₁ – 260, С₂ – 870. Обсидиан и перлит могут быть использованы как сырье для заполнителей бетона, для производства бутылочного стекла, как теплоизолятор.

Месторождение перлита Паратунское (V-3-49) приурочено к экструзиям риолитов балаганчиковского комплекса эоплейстоцена. В риолитах выделен горизонтальный пласт длиной 300 м, шириной 200 м, мощностью до 42,5 м. Глубина залегания 0,5–3,2 м. Средняя мощность элювиально-делювиальных отложений – 1,6 м. Средняя плотность перлита – 2,4 г/см³, пористость – 18,2 %, коэффициент размягчения – 0,6 %, предел прочности в водонасыщенном состоянии – 30 кг/см², в сухом состоянии – 60 кг/см². Вспученный перлит используется для теплоизоляционных материалов, штукатурных растворов, в качестве легкого заполнителя в бетоне. Балансовые запасы (тыс. м³) категории В – 319, С₁ – 389.

Туфы (тефра), игнимбриты. Разведано два крупных (V-2-37, V-3-62) и два малых (III-4-10, V-3-22) месторождения вулканических туфов и игнимбритов.

Крупное месторождение туфов Ягоднинское (V-2-37) уже описывалось при характеристике цеолитов.

Месторождение туфов (тефры) Крутобереговское (V-3-22) сложено рыхлыми пирокластическими отложениями направленных взрывов (тефрой) ранней фазы авачинско-корякского комплекса, являющимися полезным ископаемым. Отложения направленного взрыва с поверхности образуют холмисто-западинный рельеф. Залежь пластообразная горизонтальная. Длина ее 500 м, ширина 180–420 м (средняя 300 м), мощность 52 м, глубина залегания кровли 0–3 м. Отложения представляют собой смесь глыб, щебня и песка, которая может использоваться после деления на фракции в качестве мелкого и крупного заполнителя в неморозостойких бетонах марок до «200». Туфы пригодны и как сырье для производства инертной добавки в цемент. Балансовые запасы (тыс. м³) по категории В – 438, С₁ – 3585.

Месторождение игнимбритов Мутновское (камень строительный) (V-3-62) приурочено к центральной части потока игнимбритов, протягивающегося к северу от кальдеры вулкана Горелый на 13 км. Мощность потока до 300 м. Отмечаются участки промышленных блоков и зоны интенсивно трещиноватых пород. Нетрещиноватые игнимбриты характеризуются высокими декоративными свойствами, особенно в верхней части потока. Лабораторные исследования установили их пригодность для получения стеновых камней, блоков и облицовочных изделий. Запасы по категории С₂ составляют 7,5 млн м³ при общем объеме игнимбритов 43 млн м³ и блочности 14,7 %, а до глубины 25 м – запасы 6 млн м³ при блочности 20,5 %.

Шлаки вулканические. Установлены два крупных месторождения вулканических шлаков.

Крупное месторождение горы Шлаковая (V-3-47) приурочено к двум сопряженным шлаковым конусам оливиновых базальтов и андезибазальтов тундровского комплекса голоцена, которые образуют плащеобразную залежь длиной до 1800 м, шириной 700–1400 м. Шлаки пригодны для изготовления конструкционно-теплоизоляционного, конструкционного, дорожного и гидротехнического бетонов. Балансовые запасы (тыс. м³) по категории А – 1154, В – 3626, С₁ – 12 829, С₂ – 1536.

Крупное месторождение шлака Паратунское (V-3-54) приурочено к пяти асимметричным шлаковым конусам тундровского базальтового комплекса голоцена. Средняя мощность залежей 14,6–32 м. Шлак пригоден в качестве легких заполнителей для получения конструкционно-теплоизоляционного бетона марок «50–100» и конструкционного марок «150–400». Суммарные запасы (тыс. м³) составляют по категории В – 20 853, С₁ – 32 999, С₂ – 26 432.

Карбонатные породы

Кремнисто-карбонатные породы. На площади листа установлено одно среднее месторождение и одно проявление (IV-2-52) кремнисто-карбонатных пород. Месторождение кремнисто-карбонатных пород Леховское (IV-4-6) приурочено к эоценовым отложениям полимиктового терригенного меланжа с пачками пластов карбонатных пород, прослеженными на 11 км. Мощность пластов 20–80 м, мощность пачек 20–350 м. Более детально изучен участок в верховьях руч. Базылева, правому притоку р. Вахиль. По простиранию прослежена здесь залежь на 1000 м. Мощность ее 200–400 м, мощность пластов в залежи 20–50 м. Кремнисто-карбонатные породы пригодны для производства известково-кремнеземистого вяжущего компонента и на его основе различных бетонов автоклавного твердения высокого качества и как сырье для производства минеральной ваты. Содержание окиси кальция 8,07–44,43 %. Кремнисто-карбонатные породы изучались и как поделочный камень. Выделено линзовидное тело длиной до 60 м, шириной до 4 м, глубиной залегания до 6 м. Трещинами тело разбито на блоки размером 0,28; 0,21; 0,09 м³. Выход блоков 18 %. Декоративные свойства высокие, обусловленные яркой окраской, четкими контрастными рисунками.

Разведанные запасы (тыс. т) кремнисто-карбонатного сырья по категории В – 7751, С₁ – 18752, С₂ – 1466.

Глинистые породы

Глины кирпичные. Выявлено шесть малых месторождений (II-3-19, 29; III-1-9; V-1-12; V-3-36, 39) и три проявления (I-1-14, 19; II-3-31) кирпичных глин.

Месторождение глин кирпичных Жупанковское (II-3-19) расположено в пределах водно-ледниковой террасы. Полезное ископаемое представлено суглинками мощностью 0,4–4,7 м, протяженностью 2,5 км, шириной 50–500 м, перекрывающими пемзовые пески. Мощность (средняя) песков по месторождению 1,6 м, вскрышных пород – 2,5 м, суглинков – 1,0 м. Запасы суглинков по категории С₁ – 303,3 тыс. м³.

Месторождение кирпичных глин Соболевское (III-1-9) в приустьевой части р. Пумшум представляет собой современные озерные суглинки, слагающие линзовидную залежь мощностью 2–2,7 м. Общая мощность вскрышных образований 0,1–2,0 м (в среднем 0,73 м). Промышленные запасы (тыс. м³) составляют по категориям: В – 109,34, С₁ – 143,64, С₂ – 2417,8. Суглинки пригодны для изготовления стенового кирпича марки «100», «125» и выше.

Месторождение кирпичной глины Черемховское (V-1-12) приурочено к верхнечетвертичным водно-ледниковым отложениям. Глина малопластичная от светло-желтой до темно-серой и пригодна в чистом виде для производства строительного кирпича II–III сортов методом влажной формовки при температуре обжига не ниже 100 °С. Балансовые запасы категории А₁ – 48 тыс. м³.

Месторождение глины кирпичной Крыловское (V-3-36) приурочено к верхнечетвертичным ледниковым отложениям в долине небольшого правого притока р. Паратунка. Полезное ископаемое представляет собой линзообразную пологую залежь длиной 2000–5000 м, шириной 400–500 м, мощностью 0,4–5,5 м. Глубина залегания кровли 0,75–7,1 м. Балансовые запасы (тыс. м³) по категориям А – 139, В – 53, С₁ – 20.

Керамзитовые глины и глинистые сланцы. Выявлено одно малое месторождение глинистых сланцев и одно проявление керамзитовых глин.

Малое месторождение керамзитовых глинистых сланцев Плотниковское (V-2-14) – это пластовая залежь шириной 600 м, длиной 700 м, мощностью 130 м. Глубина залегания 0,6–4,4 м. Глинистые сланцы хозгонской свиты верхнего мела перекристаллизованы в хлорит-монтмориллонитовые волокнистые, микрочешуйчатые разности. Сырье пригодно как заполнитель в теплоизоляционный бетон. Балансовые запасы категорий В + С₁ – 3136 тыс. м³.

Проявление керамзитового сырья Северное (II-3-24) в приустьевой части р. Кирганик представляет собой пластообразную залежь среди вулканогенно-эоловых образований позднечетвертичного возраста. Длина залежи 2,4 км, ширина 0,8–1,2 м. Отложения представлены суглинками, слои песчаного и глинистого материала не превышают 1 см. Мощность суглинков 2–8 м (средняя 3). Мощность вскрыши 0,8–3,2 м (средняя 1,1 м). Качество суглинков удовлетворяет требованиям ГОСТ 9759-76. Из сырья можно получить керамзит марок «450–800», а с добавкой 1 % соляра – «300–700». Запасы категории С₂ – 5,48 млн м³.

Обломочные породы

Песчано-гравийный материал. Выявлено пять крупных (III-3-1; V-3-10, 21, 32, 33), одно среднее (V-3-28) и семь мелких (I-2-19, I-3-2, III-1-8, V-1-11, V-2-36, V-3-8, 27) месторождений песчано-гравийного материала.

Примером может служить крупное месторождение песчано-гравийного материала Центральное (III-3-1) в районе пос. Мильково. Оно приурочено к террасе 4–8-метрового уровня, сложенной водно-ледниковыми отложениями позднечетвертичного возраста. Представлены отложения преимущественно мелким хорошо окатанным гравием и песком с небольшим количеством гальки. Мощность гравийно-галечных отложений 2,9–5,3 м (средняя 4,80 м). Залежь имеет форму пласта, площадь распространения которого 90 км². Перекрываются песчано-гравийные отложения суглинками, супесью мощностью до 1,21 м. Песчано-гравийный материал пригоден для дорожного покрытия. Гравийная составляющая используется в бетонах марки «400», песок – в качестве мелкого наполнителя в наземных и гидротехнических бетонах марки более «300». Запасы категории В – 479 051 м³, С₁ – 4 725 990 м³.

Песок строительный. Выявлены одно крупное, семь малых (II-3-9, 20, 28; IV-3-35; V-3-14, 41, 53) месторождений и одно проявление (II-3-14) строительного песка.

Наиболее представительным является крупное месторождение строительного песка Халактырское (V-3-38) на берегу Тихого океана, образованное береговыми валами с неглубокими ложбинами. Длина залежи мелкозернистых песков

2600 м, ширина 200–600 м, мощность 1–5 м, глубина залегания 0,2–1,0 м. В песке отсутствует примесь глинистых частиц и ила. Пески могут применяться для кладочных и штукатурных растворов; при условии добавки крупнозернистого песка пригодны для изготовления бетонов. Балансовые запасы (тыс. м³) категорий: В – 525, С₁ – 3907, С₂ – 5523.

Прочие ископаемые

Гипс. На территории листа известно три проявления гипса.

Проявление гипса в истоках р. Лев. Шапина (I-5-6) находится среди пропилитизированных плиоценовых андезитов тумрокского комплекса. В них выделен участок, состоящий на 80 % из гипса. Белый аморфный гипс пронизывает эту массу сетью прожилков мощностью до 2 см. Площадь огипсованных пропилитов 1000–1200 м².

Проявление гипса в истоках р. Падь Ближняя (II-5-3) установлено в субвулканических плиоценовых андезитах тумрокского комплекса, где наблюдаются зоны алунитовых кварцитов площадью 375 тыс. м² с размахом 300 м по вертикали. Около 30 % кварцитов огипсовано. Содержание гипса от 5,77 до 33,8 %. Прогнозные ресурсы гипса по категории P₂ – 8 млн т [427].

Проявление гипса мыса Глинки в бухте Асача (VI-3-12) расположено в зоне каолинит-кварцевых вторичных кварцитов и пропилитов в андезитах и туфах прибрежного комплекса олигоцена–миоцена. В кварцитах многочисленны прожилки из гипса, кальцита, цеолита. Мощность прожилков 2–8 см. Содержание СаО по химанализу 8–11 %, в пересчете на гипс – 22–31 %. Площадь огипсованных пород 8 тыс. м². Прогнозные ресурсы по категории P₂ – 500 тыс. т [422].

Минеральные краски. Известно одно среднее месторождение и одно проявление минеральных красок.

Месторождение минеральных красок Начикинское в истоках р. Плотникова (V-2-35) приурочено к аллювиальным отложениям, слагающим надпойменную террасу. Лимонитовые руды залегают в форме линзовидных залежей. На месторождении выделено пять залежей. Четыре из них промышленные. Залежи имеют длину 64–630 м, ширину 2–60 м, мощность 0,1–1,15 м, глубина залегания 0,2–3 м. Лимонит плотный. Руды высокосортные. После предварительной обработки возможно получение высокосортной охры и умбры коричневой.

Балансовые запасы (тыс.т): категории В – 10,8; С₁ – 0,6.

Проявление минеральных красок Малый Июльт (II-5-9) приурочено к пойме в верхнем течении этой реки, где выявлены пластообразные залежи лимонитов мощностью 0,1–1,0 м, площадью 3125 м³. Лимониты горизонтально-тонкослоистые. Их образование происходит и в настоящее время из вод, дренирующих гидротермально измененные породы. После просушки при 100 °С пригодны для клеевых и масляных красок, после прокаливания при температуре 800 °С – для окраски металлических поверхностей как железный сурик.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

На территории листа имеются месторождения и проявления минеральных лечебных, теплоэнергетических и питьевых пресных подземных вод.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ ВОДЫ

Минеральные лечебные воды представлены тремя, поставленными на Госбаланс РФ крупными месторождениями и 57 проявлениями. При этом два месторождения представлены термальными минеральными лечебными водами.

По минеральному составу (преимущественно газовой составляющей) воды делятся на углекислые, азотно-углекислые, метановые, азотно-метановые, кислые, без разделения по составу.

Углекислые воды. Этот тип вод представлен крупным Малкинским месторождением и 34 проявлениями.

Месторождение углекислых вод Малкинское (IV-2-51) приурочено к малому артезианскому бассейну долинного типа, наложенному на гидрогеологический адмассив. Водовмещающие породы – верхнемеловые осадочные и туфогенно-осадочные отложения хозгонской и ирунейской свит, прорванные миоценовыми интрузиями и перекрытые толщей рыхлых четвертичных отложений мощностью до 250 м. Месторождение находится в зоне пересечения глубинных разломов субмеридионального и северо-западного простирания, с которыми связаны зоны дробления и трещиноватости пород – основные коллекторы подземных вод. Естественная разгрузка представлена Малкинскими углекислыми источниками с дебитами 0,13–0,35 л/с, абсолютные отметки выходов 228 м. Месторождение разведано до глубины 816 м. Минеральные воды трещинно-жильного типа вскрываются с глубины 170–250 м, напорные (напоры до 57–250 м).

Статические уровни ниже поверхности земли, но самоизлив возможен за счет газлифта. Дебиты скважин от 0,15 до 12 л/с, температура воды 7,5–12 °С. Воды хлоридно-гидрокарбонатные кальциево- и магниевонариевые и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с минерализацией 1,0–27,4 г/дм³, углекислые (СО₂ – 202–2651 мг/дм³), кремнистые (Н₂SiO₃ – 25–272 мг/дм³), борные (Н₃ВО₃ – 89–867 мг/дм³), железистые (Fe сум. – 9,8–84 мг/дм³). В водах также присутствуют (мг/дм³): калий – до 288, литий – от 1,2–11 до 20–40, аммоний – 9–37,5, серебро – 0,08–0,45, стронций – 9,4–29, барий – до 10–12, алюминий – до 0,49–1,73, марганец – до 1,5–2,5, медь – до 0,24, кобальт – до 0,45–0,75, никель – до 0,6–1,2, свинец – до 0,5–1,45, цинк – до 0,64–1,9, бром – до 12,5–32, ортофосфаты и полифосфаты. Окисляемость – 6,4–7,6 мг/дм³, сумма органических веществ – 0,79–3,2 мг/дм³, рН – 5,8–7,1. Газовый состав преимущественно углекислый. Эксплуатационные запасы минеральных вод (м³/сут): по категории В – 331,1, С₁ – 4,3; в том числе питьевого применения по категории В – 310,1 (скважины 9, 10, 14, 15, 16, источник 1). Эксплуатационные запасы попутно извлекаемого углекислого газа (т/сут): по категории В – 1,65; С₁ – 0,05. Из скважин 14 и 15 осуществляется добыча углекислого газа. Не использованная для розлива вода (90 %) сбрасывается на рельеф. На базе месторождения более 20 лет функционирует водозабор питьевых лечебно-столовых вод (источник 1). На базе месторождения ЗАО «Малкинское» построен завод минеральных вод, где используются современные технологии. Объем производства – более 15 млн бутылок в год.

Проявления углекислых вод сконцентрированы группами, приуроченными к зонам крупных разломов и оперяющих их трещин в гидрогеологических адмассивах. Так, группа источников в грабене долины р. Быстрая Хайрюзовка (I-3-9, 12, 13) связана с гидрогеологическим вулканогенным адмассивом, сложенным плио-

ценовыми—миоценовыми вулканитами, и приурочена к зоне крупного субмеридионального разлома. Группа источников углекислых вод на водораздельном пространстве истоков рек Ича—Лев. Кирганик — Верхнеичинские (II-2-4), Элкеваямские (II-2-8), Верхнекирганикские (II-2-13) приурочена к стыку гидрогеологических структур, сложенных кремнисто-вулканогенными образованиями верхнего мела и контролируется северо-западными разломами. Источники в верховьях р. Богдановская и правых притоков р. Лев. Кирганика — Кирюхинские (II-2-17), Березовские (II-2-18), Оганчинские (II-2-20), Богдановские (II-2-24) связаны с вулканогенными гидрогеологическими структурами, сложенными гидротермалитами миоцена—плиоцена. Выходы приурочены к нарушениям, опоярющим северо-восточные разломы. Группа источников в долине верхнего течения р. Облуковина — Облуковинские (II-2-26), Филипповские (II-2-31), Филиппок (II-2-32), Богдановичские (II-2-37), Дремучие (II-2-44), а также источники Хейванской группы — Нижнехейванские (III-2-1), Среднехейванские (III-2-5), Верхнехейванские (III-2-3), Поворотные (III-2-10), Верхние Правоклопакские (III-2-11) приурочены к Срединному гидрогеологическому массиву и связаны с подземными трещинно-жильными водами, циркулирующими по тектоническим зонам.

Источники представлены газирующими грифонами, высачиваниями, воронками, озерами, мочажинами, ваннами, отмечаются травертиновые образования. Дебиты источников 0,01—4 л/с, суммарные дебиты до 10 л/с, с учетом скрытой разгрузки до 17—39 л/с. Температуры 2,5—8 °С, реже до 15,5 °С. Воды преимущественно кислые (рН — 4,0—6,4), по составу гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные, хлоридно-гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-натриево-хлоридные, сульфатные натриево-кальциевые, магниевые-кальциевые, кальциевые. Минерализация до 0,8—1,7 — 4,2 г/дм³. Содержание свободной углекислоты от 54—220 до 1200—2200 мг/дм³. Присутствуют также (мг/дм³) кремниевая кислота — до 15—122, железо — до 22,4—125,5, бор — до 19,2, литий — до 1,8 — 8,6, стронций — до 1,2—9,2, марганец — до 0,69—3,94, алюминий — 0,3—0,92.

Прогнозные ресурсы источников (м³/сут): Элкеваямские — 168, Верхнеичинские — 168, Верхнекирганикские — 441, Филипповские — 269, Филиппок — 168, Дремучие — 95, Облуковинские — 337, Богдановичские — 449, суммарные прогнозные ресурсы Богдановской группы источников — 1733, Хейванской группы — 337 [248, 355, 42].

Группа источников холодных углекислых вод Аагско-Шумнинская в истоках р. Налычева несомненно заслуживает повышенного внимания, выделяясь по своим характеристикам и близостью к городам Петропавловск и Елизов. Эта группа включает термоминеральные источники Аагские (IV-3-25) и Изотовские (IV-3-30), а также пять холодных минеральных источников: Чистинские (IV-3-26), Шумные (IV-3-27), Право-Шумнинские (IV-3-28), Корякские Нарзаны (IV-3-31), Травертиновые (IV-3-32). Они приурочены к вулканогенному бассейну, сложенному эффузивно-пирокластическими и экструзивными образованиями средне-позднечетвертичного и современного возрастов. Разгрузки представлены одиночными сосредоточенными выходами с дебитами от 0,1—0,5 до 3—7 л/с, рассеянными источниками — до 0,01 л/с, линейными выходами, сочениями, мочажинами, болотцами. Источники газируют с запахом сероводорода. Есть налеты серы, отложения солей, охристые железистые осадки. Суммарные дебиты групп 0,3—25 л/с, с учетом скрытой разгрузки до 50 л/с и более. Температуры воды в термальных ис-

точниках 24–48,5, в холодных – 3–18 °С. Химический состав сульфатный или гидрокарбонатный, из катионов преобладают натрий, затем магний. Минерализация в гидротермах 0,7–2,6 г/дм³, в холодных водах – 0,1–2,1 г/дм³. Воды кремнистые (кремнистой кислоты – 61–126 мг/дм³, в гидротермах – до 182–250 мг/дм³), углекислые (СО₂ – 50–1445 мг/дм³). Содержание (мг/дм³): Fe – 1–7, Al – до 1, Mn – до 0,7, Zn – до 0,14, рН в холодных источниках 3,4–7,5, в термальных – 5,7–8,0. Газовый состав углекислый, реже углекисло-азотный. Бальнеологические группы: холодные, реже термальные углекислые воды (Дилижанский тип); холодные без специфических компонентов (Краинский тип); холодные, реже термальные углекислые слабоминерализованные (Дарасунский, Аршанский, Кишиневский, Дилижанский типы). Эксплуатационные запасы (м³/сут): Аагские – Р – 340; Изотовские – С₂ – 11, Р – 533; Чистинские холодные – С₁ – 8; Шумные – С₂ – 5, Р – 17; Аагские холодные – С₂ – 30. Группа подготовлена к опытно-промышленной эксплуатации для бальнеологии.

Азотно-углекислые воды. Имеется одно крупное месторождение термальных, а также два источника (I-4-1, IV-3-6) холодных вод этого типа.

Месторождение термоминеральных вод Налычевское (IV-3-22) приурочено к вулканогенному бассейну, сложенному вулканогенно-осадочными образованиями плиоценового тумрокского комплекса, прорванного миоценовыми интрузиями диорит-порфиринов быстринского комплекса и преимущественно кислыми экструзиями первой фазы дзензурского комплекса среднего–позднего неоплейстоцена. Оконтуривается месторождение по трем очагам разгрузки: Налычевскими, Желтореченскими, Горячеченскими источниками. Дебиты групп 0,27–10 л/с. Суммарный дебит видимой разгрузки 57,5 л/с, с учетом скрытой – 140–494 л/с. Температура воды 17–77 °С. Месторождение опробовано четырьмя скважинами до глубины 217 м. Термальные воды вскрываются на глубине 25–117 м. Высота напора воды над поверхностью 2,15–7,25 м. Дебиты самоизлива 1,4–6,5 л/с, удельные дебиты 6,8–8,3 л/с. Температура на устье 58–75 °С. Воды хлоридные и сульфатно-хлоридные натриевые и кальциево-натриевые с минерализацией 1,8–9,2 г/дм³, кремнистые (кремнекислоты – 67–262 мг/дм³), борные (Н₃ВО₃ – 230–504 мг/дм³), углекислые (СО₂ – 39,6–275 мг/дм³), мышьяковистые (мышьяка – 0,3–13 мг/дм³). Воды обогащены (мг/дм³) литием – 5,1–10,2, рубидием – 0,4–1,35, цезием – 0,15–0,9, стронцием – 0,17–2,7, калием – 90–147, йодом – 0,8–2,7, бромом – 4,5–17, фтором – до 10,4, германием – 8,5. В осадках гидротерм обнаружены Be, Mn, Mo, Zn, Pb, Ti, Co, Ni, Ba. Газовый состав углекислый, азотно-углекислый, редко азотный. Присутствует радон. Термоминеральные воды относятся к бальнеологической группе слабмышьяковистых борных кремнистых (Налычевский тип). Эксплуатационные запасы (м³/сут): по категориям В – 1114, С₁ – 3388, С₂ – 9967.

Метановые воды известны лишь в источнике Блудный в долине левого притока р. Мал. Чажма (II-6-5). Источник выходит из олигоценых отложений богачевской свиты, смятых в зоне надвига, слагающих Тюшевский адартезианский бассейн. Выход нисходящий с дебитом 0,2 л/с. Вода хлоридно-натриевая с минерализацией 1,1 г/дм³, с сильным запахом сероводорода, метановая. Прогнозные ресурсы – 17,3 м³/сут.

Азотно-метановые воды представлены крупным Кеткинским месторождением термоминеральных вод и Лево-Авачинскими источниками (IV-3-13, 16, 17, 23) холодных минеральных вод.

Месторождение термальных минеральных вод Кеткинское (V-3-2) расположено на Пиначевской геотермальной площади, приуроченной к вулканогенному бассейну. Площадь и месторождение изучены до глубины 2322 м (средняя глубина скважин 1500 м). Месторождение без видимых очагов разгрузки. Фундамент сложен туфогенно-осадочными и вулканогенными меловыми образованиями, чехол – туфогенно-осадочными и вулканогенными отложениями от миоцена до плейстоцена, рыхлыми четвертичными отложениями различного генезиса. Развита интрузивные, субвулканические, дайковые тела. На месторождении выделено два гидрогеологических этажа. Циркуляция термальных вод нижнего гидрогеологического этажа восходящая трещинно-жильная с коэффициентом водопроницаемости до 15 м²/сут. Циркуляция терм в верхнем гидрогеологическом этаже в зоне смешения с холодными водами пластово-трещинная (вулканогенные образования) и порово-пластовая (рыхлые отложения) с водопроницаемостью от 86 до 200–350 м³/сут. Вскрытые скважинами термоминеральные воды обладают избыточными напорами, не превышающими 21 м над дневной поверхностью. Дебиты продуктивных скважин на изливе от 1,2 до 9,3 л/с, при откачках достигают 15–20 л/с. Удельные дебиты до 1–3,5 л/с. Максимальная температура на изливе до 73 °С, на глубине – до 85 °С. Воды газонасыщенные, дебит газа в условиях самоизлива колеблется от 0,9 до 3,8 л/с (газовый фактор 0,2–0,7). Состав газа азотно-метановый, с содержанием (об. %) метана – от 50 до 75–80, азота – 18–39, сероводорода – до 4,5. Воды в скважинах хлоридно-натриевые с общей минерализацией до 10–11 г/дм³. Выделяются два бальнеологических типа минеральных вод: первый – вода слабосульфидная (H₂S общий 0,011–0,067 г/дм³), высокотермальная (45–69 °С), средне-высокоминерализованная (8–11 г/дм³), хлоридная кальциево-натриевая, натриевая, кремнистая (H₂SiO₃ – 0,038–0,052 г/дм³), борная (H₃BO₃ – 0,068–0,194 г/дм³), слабощелочная (рН – 7,9–8,6), азотно-метановая; второй тип – бессульфидная кремнистая (H₂SiO₃ – 0,038–0,052 г/дм³), слабо-высокотермальная (24–43 °С), мало-минерализованная (2,4–5,2 г/дм³), борная (H₃BO₃ – 0,066–0,103 г/дм³), слабощелочная–щелочная (рН – 7,7–9), азотно-метановая. Эксплуатационные запасы месторождения (м³/сут): по категориям C₁ – 1729, C₂ – 1780. Учетываемое разделение термоминеральных вод на два бальнеологических типа, распределение эксплуатационных запасов следующее (м³/сут): первый тип категории C₁ – 1633 (Т – 64,3 °С), C₂ – 1339 (Т – 65,9 °С); второй тип – C₁ – 95 (Т – 47,3 °С), C₂ – 441 (Т – 55,5 °С).

Месторождение эксплуатируется с 1990 г.

Кислые минеральные воды установлены в двух источниках.

Источник в верхнем течении р. Мал. Кимитина (II-3-15) имеет воду сульфатную, кальциевую, кислую (рН–3,1), суммарный дебит около 10 л/с и свободной серной кислоты в количестве 31,8 мг/дм³. Источник Кислый Ключ на побережье бухты Асача (VI-3-13) с дебитом 0,3–0,5 л/с. Воды сульфатные кальциево-натриевые, ультракислые (рН – 2,5).

Без разделения по составу выделено порядка десяти источников, наиболее крупные из которых расположены на слиянии рек Балхач и Бол. Кимитина – источники Июльские (II-3-5), Балхачские (II-3-6), Нижнебалхачские (II-3-7), а также скв. № 2-К на реках Быстрая–Козыревка (I-4-2).

ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Территория листа богата термальными водами. Воды в большинстве случаев могут быть применены как для теплоэнергетических целей, так и для бальнеологии. Всего насчитывается 10 крупных месторождений и 71 проявление этих вод.

Наиболее богаты термальными водами зоны современного активного вулканизма – Восточно-Камчатский и Южно-Камчатский вулканические пояса. Здесь широко распространены перегретые ($> 100\text{ }^{\circ}\text{C}$) сероводородно-углекислые термы фумарольного типа; хлоридные, сульфатные, водородно-железистые, аммонийно-натриевые, обогащенные разнообразным комплексом металлов и металлоидов. Несколько уступает по распространению терм зона четвертичного вулканизма – Центрально-Камчатский вулканический пояс. В этом поясе преобладают азотные сульфатно-хлоридные кремнистые термы. На западе и на востоке Камчатки выделяется провинция метановых и азотно-метановых термальных вод в осадочных локально нефтеносных отложениях артезианских седиментационных бассейнов. Срединный выступ метаморфических пород термальных вод лишен.

В зоне Южно-Камчатского вулканического пояса наиболее значимыми крупными месторождениями, географическое положение которых способствовало наибольшей их изученности, в настоящее время являются месторождения парогидротерм – Мутновское (VI-3-7) и Больше-Банное (V-2-43); термальных вод – Паратунское (V-3-42), Верхнепаратунское (V-3-51), Южно-Бережное (V-3-43), Апачинское (V-2-45). Ниже дается характеристика наиболее важных месторождений из каждой группы.

Месторождение парогидротерм Мутновское (VI-3-7) в истоках рек Жировая, Мутновская, Фальшивая приурочено к наложенным вулканогенным структурам, сложенным породами от олигоценового до современного возраста. Важную роль играют тектоническая зона северо-восточного направления и оперяющие ее нарушения. Это крупный геотермальный район, объединяющий 12 групп естественных термопроявлений (абсолютные отметки от 50 до 1500 м). Разгрузка парогазовыми струями и вулканическими газами с температурой 147–320 (максимально до 500–700 $^{\circ}\text{C}$), термальными полями, грязевыми котлами, горячими и кипящими источниками. Месторождение включает пять участков: Дачный, Верхнемутновский, Вулканный, Верхнежировской и Нижнежировской. Наиболее перспективный участок Дачный разведан до глубины 2100 м. Продуктивным является гидрогеологический ярус вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований миоцена и верхнего миоцена–плиоцена, содержащий восходящий поток парогидротерм. Выделяются две зоны: верхняя (интервал глубин 255–873 м) пароконденсатная, двухфазная с высоким паросодержанием, температурой 205–252 $^{\circ}\text{C}$, теплосодержанием 480–660 ккал/кг, давлением на устьях от 18,9 до 43,8 кг/см²; нижняя (интервал 900–2100 м) перегретых вод, в основном однофазная с температурой от 250 до 300 $^{\circ}\text{C}$ и теплосодержанием от 250 до 361 ккал/кг. Производительность продуктивных скважин при давлении 7 атм по пару от 3,5 до 30 кг/с, средняя 11,7 кг/с. Химический состав конденсата пара гидрокарбонатно-аммониевый с минерализацией 0,03–0,05 г/дм³. Конденсат фумарольных газов имеет минерализацию до 30–50 г/дм³, рН до 2,0–0,26, высокое содержание водорода, хлора, фтора, серы, бора, аммония. Водная фаза в скважинах хлоридного и хлоридно-сульфатного натриевого состава с минерализацией 0,6–2,5 г/дм³, в источниках (преимущественно сульфатного состава) минерализация до 1–1,5 г/дм³.

Воды кремнистые (SiO_2 – 50–1000 мг/дм³ и более), борные (H_3BO_3 – 9–184 мг/дм³), мышьяковистые (в источниках 0,02–1,7 мг/л, в скважинах до 4–25 мг/л), с повышенным содержанием лития. Газовый состав в основном углекислый, в некоторых источниках преобладает азот. Отмечаются относительно высокие содержания сероводорода, а также радона.

Балансовые запасы пара (тыс. т/сут) по категории C_1 – 13,478, C_2 – 7,517; забалансовые – 36,029.

Балансовые запасы воды (тыс. м³/сут) по категории C_1 – 13,496, C_2 – 16,070.

В 2002 г. запущена 1-я очередь опытно-промышленной ГеоТЭС с электрической мощностью 70 МВт. Общие ресурсы месторождения соответствуют 300 МВт электрической мощности.

Месторождение термоминеральных вод Паратунское (V-3-42) расположено в пределах вулканогенного бассейна, приуроченного к сложнопостроенному грабену долины р. Паратунка. Водовмещающим является комплекс вулканогенных, вулканогенно-осадочных и интрузивных пород палеогенового–неогенового возраста, перекрытый относительно водоупорным горизонтом нижнечетвертичных алевролитов, песчаников и глин мощностью 10–100 м. Сверху до глубины 40–180 м залегает горизонт грунтовых вод рыхлых четвертичных отложений. Месторождение состоит из трех участков – Северного, Нижнепаратунского и Среднепаратунского соответственно трем группам термоминеральных источников. Детальная разведка проведена до глубины 1500 м. Термоминеральные воды вскрыты со 100–300 м. Воды напорные. Максимальные напоры над поверхностью от +32,5 до +43,9 м. Дебиты продуктивных скважин в условиях взаимодействия 1,1–27,3 л/с. Температуры на устьях скважин от +54 до +96 °С, максимальные температуры в недрах месторождения +106 °С. Химический состав вод сульфатный и хлоридно-сульфатный, на периферии продуктивных участков карбонатный и гидрокарбонатно-карбонатный; из катионов преобладает натрий, затем кальций, минерализация 0,8–2,5 г/дм³. Воды содержат (мг/дм³): кремниевую кислоту – 15–182, борную кислоту – 3–32, а также микрокомпоненты: стронций – 0,5–3,3, мышьяк – 0,4–4,0, фтор – 0,4–4,4, литий – 0,1–0,35, марганец, медь, никель, цинк. Эксплуатационные запасы категории (A+B+C₁) месторождения – 23,3 тыс. м³/сут со средневзвешенной температурой 77° С. Месторождение эксплуатируется с 1968 г. Ведется предварительная разведка глубоководных термоводоносных зон скважинами глубиной до 2500 м. Месторождение используется для теплоснабжения различных объектов, расположенных в районе пос. Паратунка, а также в бальнеологических целях. Основные потребители: теплично-овощное хозяйство, санаторий, лечебно-оздоровительные комплексы, школьные лагеря, административный жилой сектор.

Месторождение термоминеральных вод Малкинское (V-2-4) расположено в 6,5 км восточнее пос. Малки, приурочено к гидрогеологическому адмассиву, сложенному вулканогенно-пирокластическими образованиями верхнего мела (ирунейская свита), прорванными интрузиями и субвулканитами позднего мела и миоцена, перекрытыми рыхлыми четвертичными отложениями мощностью 20–90 м. Естественная разгрузка термоминеральных вод осуществляется в долине р. Ключевка (низкая пойма) на абсолютной отметке 260 м. Суммарный дебит источников 10–14 л/с, с учетом скрытой разгрузки – 27–33 л/с. Температура воды в источниках 35–83 °С. Основные продуктивные зоны водопритоков в скважинах вскрываются с глубины 650–750 до 1500 м. Мощность водопроводящих зон от 5–15 до 50–

60 м. Термальные воды обладают незначительными избыточными напорами — до глубины 600 м — 4–4,8 м; с интервала 600–1500 м — 10,2–11,5 м. Дебиты скважин при самоизливе 0,6–28 л/с, температура воды на изливе 74–88 °С, на глубине 600–630 м отмечено 92,4 °С. Воды хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные натриевые с минерализацией 0,5–1,1 г/дм³, рН — 7,8–9,7, кремнистые (содержание кремнекислоты до 105 мг/дм³), азотные (газонасыщенность 32 мл/л). Балансовые запасы теплоэнергетических вод (м³/сут) по категории А — 2065, В — 1286, С₁ — 216. Месторождение передано в опытно-промышленную разработку для теплоснабжения близрасположенных потребителей. Термальные воды месторождения используются в качестве лечебных по показаниям для азотных слабоминерализованных терм.

Совместно с Малкинскими месторождениями в случае создания курортно-туристического центра возможно использование Пущинского месторождения термоминеральных вод (III-2-33) с балансовыми запасами воды по С₁ — 2851 м³/сут со средней температурой 61,6 °С.

Месторождение термоминеральных вод Начикинское (V-2-19) в верхнем течении р. Плотникова примечательно тем, что на базе его функционировал популярный на Дальнем Востоке санаторий «Начикинский», который после распада СССР прекратил существование. В настоящее время делаются попытки его реанимации. Балансовые запасы (тыс. м³/сут) по категориям: А — 0,605 с температурой воды 75–80 °С, В — 0,432 с температурой 75–80 °С, С₁ — 0,138 с температурой 35–37 °С.

Проявления парогидротерм и гидротермальных вод приурочены к вулканам Дзедзур (IV-3-9), Карымский (IV-4-1), Бол.Семячик (III-4-8, III-5-12), Кихпиньч (III-5-4, 5, 6, 9), Кизимен (II-5-6, 7, 8, 12), Безымянный (I-5-1) и др.

Особым составом термальных вод характеризуется проявление Мало-Семячикское (III-4-9), приуроченное к гидрогеологическому бассейну вулканического массива Мал. Семячик. Проявляется оно гидротермами, представляющими собой кратерное озеро диаметром 550 м и глубиной 140 м. Абсолютная отметка поверхности озера 1150 м. Температура воды у поверхности 35–42 °С. Вода представляет собой смесь соляной и серной кислот. Минерализация воды 32,9–45,2 г/дм³. Содержание основных компонентов минерализации (мг/дм³): Cl — 8793–10990, SO₄ — 6347–9702, Н⁺ — 355–433, Al₂O₃ — 1119–1554, H₂SiO₃ — 260–363, НВО₄ — 20481, Fe сум. — до 1086, рН — 0,37–0,69. Температура fumarольных газов на дне озера предположительно 200–1000 °С. Теплосодержание глубинного теплоносителя может составлять 670–1100 ккал/кг.

Богатой парогидротермами является территория бассейнов рек Узон, Шумная, Мутная, впадающих в Кроноцкий залив. Здесь расположены проявления Узонское, Гейзерное и четыре проявления Кихпиньчской группы (III-5-4, 5, 6, 9).

Проявление парогидротерм Узонское (III-4-4) связано с артезианским вулканогенным бассейном, приуроченным к кальдере вулкана Узон. Разгрузка представлена Узонскими парогидротермами, размещенными в пределах кальдеры на нескольких участках. Абсолютные отметки 650–750 м. Формы разгрузки: горячие источники, грязевые котлы и вулканчики, газопаровые струи, горячие озера. Насчитывается более 500 термопроявлений. Температура воды в них 45–99 °С, режим постоянный пульсирующий, гейзерный. Дебиты отдельных выходов 0,2–1,0 л/с, суммарный дебит 48,2 л/с, с учетом скрытой разгрузки 170 л/с. Состав

вод: сульфатный водородно-алюминиевый и водородно-натриевый, сульфатно- и хлоридно-гидрокарбонатный натриевый, хлоридно-натриевый. Минерализация 0,8–7,4 г/дм³. Воды кремнистые (H₂SiO₃ – 26–380 мг/дм³), углекислые (CO₂ – 17,6–1342 мг/дм³), кислые (pH – 2,2–6,0), встречаются железистые (Fe до 436 мг/дм³) и сульфидные (H₂S – 40 мг/дм³). Отмечаются повышенные содержания (мг/дм³): бора – 75, лития – 6,1, рубидия – 2,48, цезия – 0,47, стронция – 0,36, йода – 4,2, брома – 6,0, а также признаки нефтегазоносности. Прогнозные параметры: температура на глубине 1000 м 240 °С, потенциальные ресурсы 44 тыс. м³/сут.

Проявление Гейзерное (III-5-10) представлено высокотемпературными источниками Долины Гейзеров и Верхнегейзерными (всего на площади более 10 км²), приуроченными к артезианскому вулканогенному бассейну, расположенному в восточной части Узонско-Гейзерной кальдеры. Термовмещающие образования аналогичны таковым Узонского месторождения. Разгрузка гейзерами, пульсирующими источниками, грязевыми котлами, газовыми и парогазовыми струями. Абсолютные отметки выходов – 300–700 м. Суммарный дебит источников Долины Гейзеров 100 л/с, с учетом скрытой разгрузки 250 л/с. Температура воды в источниках 47–100 °С, парогазовых струй – более 100 °С. Воды хлоридно-натриевые, реже сульфатно-натриевые с минерализацией 0,3–5,2 г/дм³, кремнистые (H₂SiO₃ – 15–281 мг/дм³), редко железистые (Fe сум. – 5–7 мг/дм³), с повышенными содержаниями (мг/дм³): лития – 2,5–3,1, рубидия – 0,4, цезия – 0,37; мышьяка – до 1,7, брома – 8–18,6. Газ азотно-углекислый, углекислый (CO₂ – 55–74 об. %, N₂ – 19–44 об. %). Прогнозные параметры: температура на глубине 1000 м 220 °С, потенциальные ресурсы воды 65 тыс. м³/сут.

Зона сочленения Кроноцкого полуострова с остальной Камчаткой, сложенная палеоцен-плиоценовыми осадочными и туфогенно-осадочными отложениями станиславской, тундровской, козловской, горбушинской, богачевской свит с признаками нефтегазоносности, также обогащена термоминеральными водами. Здесь установлено 11 проявлений (II-5-18, 21; II-6-1, 6, 9, 10, 11, 13, 19; III-5-2; III-6-2). Почти все они сосредоточены в бассейнах рек Мал. Чажма, Бол. Чажма, Тюшевка, Богачевка и в большинстве своем выявлены в структурно-поисковых скважинах на нефть и газ.

Центрально-Камчатский вулканический пояс на территории листа включает одно месторождение – Эссовское (I-3-6) и шесть проявлений (I-3-11, 15; I-4-3; II-3-2, 3, 16) термоминеральных вод.

Эссовское месторождение термоминеральных вод приурочено к вулканогенному бассейну, связанному с грабенами долин рек Быстрая и Уксичан. Проявляется на поверхности четырьмя группами Эссовских источников с температурой до 63 °С и группой Левинских источников с температурой до 43 °С. Разведано месторождение до глубины 810 м, тип – трещинно-жильный. Термовмещающие – миоцен-плиоценовые вулканогенно-осадочные образования кахтунского комплекса, перекрытые рыхлыми четвертичными отложениями. Дебиты водопритоков в скважинах – 0,06–91,4 л/с. Температура воды на изливе продуктивных скважин 72–100 °С. Химический состав вод сульфатный кальциево-натриевый с минерализацией 1,0–1,5 г/дм³. Концентрации (мг/дм³): мышьяка – 0,05–0,23, бора – 0,17–2,4, фтора – 1,6–3,5, кремнекислоты – до 169, лития – 2,5. Газовый состав существенно азотный. Эксплуатационные запасы месторождения (тыс. м³/сут): категории А – 4,7, В – 8,2, С₁ – 7,8. Прогнозные параметры: температура на глубине

1500 м – 85 °С, эксплуатационные ресурсы 36,3 тыс. м³/сут. Месторождение эксплуатируется с 1970 г. Водоотбор 15,392 тыс. м³/сут.

Западная Камчатка на территории листа представлена термальными водами в осадочных локально нефтеносных отложениях артезианских седиментационных бассейнов. Здесь при бурении параметрических и поисковых скважин на нефть и газ выявлено 13 проявлений вод.

Скважины с термальными водами имеют глубины от 897,4 до 3215 м (II-1-19). Вскрываются осадочные и туфогенно-осадочные образования от позднемеловых до плиоценовых. Пластовые термальные воды с растворенным газом получены из водоносных горизонтов в отложениях эрмановской, этолонской, ильинско-какертской, кулувенской, утхолокской свит. Воды пластовые порового, порово-трещинного и пластового типа. Дебиты 1,5–33 л/с. Воды чаще низкотемпературные. Пластовые температуры 30–70 °С. Реже вскрываются высокотемпературные воды – до 87–92 °С (I-1-18, II-1-22, V-1-8). Воды хлоридные натриевые и кальциево-натриевые, иногда с повышенной сульфатностью до 20,1–47,4 мг/экв (V-1-8), щелочные (рН – 7,0–10). Минерализация 3,5–25,6 г/дм³. Содержания (мг/дм³): йода – 11,3–16,5; бора – 42–136,2; брома – 25,4–52,5; лития – 5,0–20,5; встречаются также рубидий – до 0,27; цезий – до 0,40; стронций – до 220. Максимальные концентрации последних трех на глубинах свыше 2217 м (V-1-8). В составе газа преобладает метан – до 84–98,7 %, но для высокотемпературных характерен азотно-углеводородный и углеводородный газ (II-1-22, V-1-8).

ПИТЬЕВЫЕ ВОДЫ

Питьевыми пресными водами обеспечены все населенные пункты. Крупными месторождениями этих вод являются Елизовское (V-3-5), Мильковское (II-3-30), Соболевское (III-1-10), Усть-Большереецкое (V-1-14), Быстринское (V-3-6).

Наиболее важным является месторождение Елизовское, которое по запасам значительно превосходит остальные. Месторождение приурочено к верхней части артезианского бассейна. Фундаментом служат метаморфизованные образования позднемелового возраста, чехлом – толща современных аллювиальных отложений мощностью 71 м. Продуктивным является водоносный горизонт современных аллювиальных отложений, представленный гравийно-галечными отложениями с песчаным и супесчаным заполнителем. Наиболее водообильная – верхняя часть горизонта мощностью 30 м с коэффициентом фильтрации пород 100–657 м/сут (средний 410 м/сут). Питание в основном за счет инфильтрации поверхностных вод р. Авача. Дебиты одиночных скважин при откачках 28–141 л/с при понижениях 3,1–4,5 м. Химический состав вод гидрокарбонатный натриево-кальциевый с минерализацией до 0,1 г/дм³, жесткость в пределах 0,57–1,46 мг-экв., содержание фтора 0,005–0,4 мг/дм³. Эксплуатационные запасы месторождения (тыс. м³/сут) по категории А – 132,7, В – 74,6, С₁ – 1976. Месторождение является основным источником хозяйственно-питьевого водоснабжения городов Петропавловск-Камчатский и Елизово. Эксплуатируется с 1976 г. В общем балансе Петропавловска до 2010 г. на долю Елизовского месторождения будет приходиться 60 %, остальные 40 % будут использованы для водоснабжения г. Елизово и ближайших к нему населенных пунктов.

Для водоснабжения г. Петропавловск-Камчатский уже подготовлено к промышленному освоению Быстринское месторождение. Оно приурочено к артезианскому бассейну, связанному с Авачинским грабеном. Сложено рыхлыми четвертичными отложениями мощностью до 500 м. Наиболее обводнены галечно-гравийно-песчаные вулканогенно-пролювиальные современные образования. Мощность их 110–180 м. Вскрыты напорные воды с глубиной залегания от нескольких метров до 40–50 м и более. Дебит скважин 12,5–82,1 л/с. Расчетные параметры горизонта: коэффициент пьезопроводности $1-10 \times 10^5$ мг/сут, коэффициент фильтрации 5–15 м/сут, водопроницаемость 560–1500 мг/сут. Воды пресные гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные со смешанным составом катионов, минерализацией 0,1–0,3 г/дм³.

Воды отвечают требованиям ГОСТ для хозяйственно-питьевого водоснабжения. Разведанные запасы (тыс. м³/сут): по категории А – 60, В – 40, С₁ – 25. Эксплуатационные ресурсы позволяют рассчитывать на создание двух водозаборов производительностью 60 и 40 тыс. м³/сут.

Месторождение Мильковское (П-3-30) в нижнем течении р. Жупанка находится в Центрально-Камчатском артезианском бассейне. На месторождении выявлен участок Амшарик, перспективный для организации централизованного водоснабжения пос. Мильково. Продуктивным является водоносный комплекс отложений аллювиально-озерного генезиса, залегающий в интервале глубиной 40–160 м. Наиболее водообильная нижняя часть комплекса представлена грубо-обломочным материалом с песчаным и супесчаным заполнителем. Удельные дебиты скважин составляют 3,45–4,06 л/с. Воды напорные (величина избыточного напора +3,11 м), защищенные от поверхностных загрязнений. По химическому составу – гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные со смешанным составом катионов. Минерализация 0,13–0,18 г/дм³, жесткость не превышает 0,99–1,16 мг-экв. Качество вод соответствует требованиям ГОСТ 2874-82, предъявляемым к источникам централизованного водоснабжения. Эксплуатационные запасы (тыс. м³/сут): категории А – 18, В – 12, С – 12.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

На территории листа в пределах Корякско-Камчатской минерагенической провинции [19] выделяются пять минерагенических субпровинций — Западно-Камчатская, Центрально-Камчатская, Восточно-Камчатская, Курило-Южнокамчатская и Приокеанская. Границы выделенных субпровинций в большинстве случаев тектонические и соответствуют крупным блокам земной коры и структурам первого порядка.

Минерагеническое районирование проводилось с выделением рудных районов и рудных узлов по оконтуриванию площадей генетически связанных между собой рудных полей и отдельных месторождений определенных рудно-формационных типов. По возможности максимально учитывалось также наличие прямых и косвенных поисковых признаков. В отдельных случаях были выделены рудные узлы вне минерагенических зон и районов.

Выделенные минерагенические (продуктивные) эпохи в целом соответствуют основным эпохам геологического развития региона, для каждой из них характерна своя минерагеническая специализация. Выделено пять эпох рудообразования: палеозойская, мел-эоценовая, эоцен-миоценовая, миоцен-плиоценовая и плиоцена—квартера.

Наиболее древняя, палеозойская минерагеническая эпоха, довольно бедна полезными ископаемыми. К ней относятся редкие пункты сульфидной минерализации никеля и кобальта неясной формационной принадлежности, генетически связанные с образованиями андриановского метагэббрового плутонического комплекса в бассейне р. Крутогорова (пункт минерализации Меридиональный П-2-45) в пределах Срединной минерагенической зоны Центрально-Камчатской минерагенической субпровинции. Среди сульфидов присутствуют пентландит и халькопирит. Несмотря на наличие геохимических аномалий по потокам и вторичных ореолов рассеяния высокой интенсивности (никеля до 0,4 % и кобальта до 0,03 %) и выделяемого на основании этого Квахонско-Хейванского узла, перспективного на проявления кобальт-никелевой и золото-серебряной рудных формаций [414], в связи со слабой изученностью на данном этапе эти проявления практического значения не имеют.

Эпоха мела—эоцена проявилась достаточно интенсивным и разнообразным рудогенезом в пределах Срединной минерагенической зоны Центрально-Камчатской субпровинции, Валагинско-Карагинской минерагенической зоны Восточно-Камчатской субпровинции. В пределах эпохи выделяются несколько этапов рудообразования.

Ранне-позднемеловой этап отмечен проявлениями и пунктами минерализации хромитовой с платиноидами рудной формации, генетически связанной с карагинским габбро-дунит-гарцбургитовым плутоническим комплексом в пределах Валагинско-Карагинской минерагенической зоны (II-5-15). Учитывая исключительное нахождение пород комплекса в виде блоков и пластин в зонах развития серпентинитового меланжа, они представляют интерес как источники россыпной платины (иридий, осмий).

Позднемеловой этап наиболее продуктивен, так как с ним связано образование среднего месторождения Шануч (II-2-2) и многочисленных проявлений, определяющих минерагеническую специализацию Срединной минерагенической зоны – сульфидной медно-никелевой формации. Она генетически связана с дукукским габбро-норит-кортландитовым плутоническим комплексом и субвулканическими телами алисторского пикрит-базальтового вулканического комплекса (Гольцовый IV-1-13, Лагерный IV-1-14, III-2-13, IV-2-19, IV-2-21). Промышленного значения последние не имеют, хотя зачастую пространственно совмещены с образованиями дукукского комплекса, занимают то же положение в структуре и контролируются одними разрывными нарушениями [220].

Выделяются две группы факторов размещения медно-никелевого оруденения на исследуемой площади: региональные и локальные.

Среди региональных факторов можно выделить структурные и магматические. Структурный фактор заключается в том, что единственное в настоящий момент месторождение и все известные перспективные рудопроявления сульфидных медно-никелевых руд локализируются среди черносланцевых метатерригенных образований Срединно-Камчатского горст-антиклинория. Структурный контроль размещения медно-никелевого оруденения обусловлен глубинными долгоживущими разломами северо-западного простирания: Рассошинским на севере и Квинумским на юге, что определяет приуроченность выделяемых в настоящее время перспективных металлогенических подразделений к краевым частям метаморфического выступа Срединного хребта Камчатки: Шанучского рудного поля на севере и Дукукского прогнозируемого рудного узла на юге. Региональным магматическим критерием прогнозирования медно-никелевого оруденения является его пространственная и генетическая связь с перидотит-пироксенит-норитовой (норит-кортландитовой) магматической формацией, которую С. С. Зимин выделял в формацию никеленосных роговообманковых базитов [38].

Появившиеся в последнее время новейшие сведения о позднеэоценовом возрасте ряда интрузивных тел, объединяемых в дукукский комплекс [45], в том числе радиологические исследования возраста цирконов из пород и сульфидных руд медно-никелевого месторождения Шануч (II-2-2), проявления Дукук (IV-2-34), проведенные в Центре изотопных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ», лишь подтверждают предположение о сложном, возможно полихронном и многоэтапном формировании промышленно значимого оруденения сульфидной медно-никелевой формации в пределах Срединной минерагенической зоны, связанного с телами габбро-норит-кортландитового дукукского комплекса. Для уточнения этапов рудообразования рекомендуется провести дополнительные исследования по уточнению возраста и состава дукукского комплекса.

Позднемеловой этап в Срединной минерагенической зоне также характеризуется урановой березитовой (проявление урана Первенец IV-2-13), редкометалльной пегматитовой (проявление тантало-ниобатов Аномальное III-2-30), медно-

молибден-порфиновой (Красногорское III-2-38), оловоносных пегматитов (Секретное III-2-34) и золото-кварцевой (Гранитное V-2-16) рудными формациями, связанными с гранитоидным магматизмом кольского плутонического комплекса.

С гидротермальными преобразованиями метаморфических пород, вызванными становлением позднемеловых гранитоидных интрузий кольского плутонического комплекса, связаны небольшие рудопоявления и пункты минерализации золото-кварцевого жильного типа. Меловые метатерригенные образования хейванской и позднемеловые образования хозгонской свит по своей специализации близки к черносланцевой золоторудной формации и благоприятны для локализации проявлений золото-кварцевой малосульфидной и золото-шеелитовой минерализации. Не представляя в настоящее время промышленного интереса как самостоятельный рудно-формационный тип, они являются источником формирования промышленных россыпей золота и платины по периферии Срединной минерагенической зоны и всего Западно-Камчатского золотороссыпного района на западе территории.

Позднемеловой—палеоценовый этап рудообразования в Срединной минерагенической зоне характеризуется меднорудной ортоклазовой золото-содержащей с платиноидами формацией (Кирганикское II-2-12, Позднее II-2-5, Хим II-2-3, Шаромское III-2-12, Кенсол Перевальный III-2-6), связанной с проявлением калиевого метасоматоза в пределах кирганикского трахибазальтового и ирунейского базальтового вулканических комплексов, в первую очередь их субвулканических образований. Основные прогнозные ресурсы меди территории связаны с меднорудной ортоклазовой формацией.

Проявление калиевого метасоматоза в свою очередь связывается с заключительным этапом формирования дунит-клинопироксенит-монцонитового левоандриановского комплекса, с интрузивными телами которого связаны пункты минерализации меди (II-2-47; II-3-21, 23, 27), золота (III-2-15), платины (II-2-37), никеля (III-2-7) и алмазов (II-2-41).

Достаточно условно с позднемеловым—палеоценовым этапом рудогенеза связывается проявление золото-серебряной формации в пределах обрамляющих с востока комплекс метаморфического основания Срединно-Камчатского горст-антиклинория верхнемеловых кремнисто-вулканогенных образований ирунейской свиты, прорванных монцогаббро левоандриановского комплекса (Яковское III-2-27) и проявление р. Воеводская (IV-2-28) в пределах Ганальского горста.

В пределах Валагинско-Карагинской минерагенической зоны Восточно-Камчатской субпровинции рудогенез мел-эоценовой эпохи проявился значительно слабее. С субвулканическими телами пикритов попутновского вулканического комплекса связаны проявления алмазов (Озерное II-4-9, Попутное II-5-17), что требует постановки поисковых работ для определения их перспектив.

Палеоценовый—раннеэоценовый этап в пределах Валагинско-Карагинской минерагенической зоны характеризуется проявлениями марганцевой терригенно-карбонатной формации, связанной с накоплением вулканогенно-кремнистых и глинисто-кремнистых пород ветловской серии (I-6-2, I-6-3, I-6-5, I-6-19). Полимиктовый серпентинитовый меланж является источником россыпной платины существенно ирид-осминового типа.

Эоцен-миоценовая эпоха рудообразования характеризуется низкой продуктивностью во всех минерагенических подразделениях.

В Курило-Южнокамчатской минерагенической субпровинции эоцен-миоценовая эпоха рудообразования характеризуется многочисленными эпитегрмальными проявлениями и пунктами минерализации золото-серебряной формации, связанных с началом интенсивной вулканической активности и накоплением остро-водужными вулканитов андезитовой формации. Кроме того, с этой эпохой связано проявление урана (V-3-46) в жировой толще.

В Приокеанской минерагенической субпровинции эоцен-миоценовая эпоха характеризуется проявлениями и пунктами минерализации сульфидной медно-никелевой и магнетит-сульфидной (с палладием) в габброидных массивах формаций, парагенетически связанных с шипунским комплексом, а также пунктами минерализации меди, никеля, хрома, золота и серебра, связанными с субвулканическими телами кубовского и козловского вулканических комплексов.

Минерагеническая эпоха миоцена–плиоцена весьма продуктивна в отношении рудогенеза профилирующей для территории эпитегрмальной золото-серебряной формации. С вулканической деятельностью в Центрально- и Южно-Камчатском поясах связана половина известных месторождений территории (Агинское, Золотое) и многочисленные проявления золото-серебряной формации в Центрально-Камчатской (Бараньевское, Оганчинское, Димшикан, Верхние Сухарики, Верхнекозыревское и др.) и проявления в Курило-Южнокамчатской минерагенических субпровинциях [78].

Миоценовый этап минерагенической эпохи характеризуется медно-молибден-порфировой и полиметаллической колчеданной формациями, связанными с интрузивными телами лавкинского комплекса в пределах Центрально-Камчатской субпровинции, бечевинского в Приокеанской и субвулканическими телами шапинского комплекса в Восточно-Камчатской минерагенических субпровинциях.

Минерагеническая эпоха плиоцена–квартера характеризуется формированием эпитегрмальных месторождений (Асачинское, Родниковое) и многочисленных проявлений золото-серебряной формации в Южно-Камчатской (Мутновское, Китхойское), Восточно-Камчатской (Кумроч, Круча) и пунктов минерализации в Центрально-Камчатской (Оччамской) минерагенических субпровинциях.

С данной минерагенической эпохой связано формирование россыпных месторождений золота, золота и платины, титаномагнетита и многочисленных месторождений, проявлений и пунктов минерализации неметаллических полезных ископаемых, среди которых можно отметить месторождение цеолитов Ягоднинское (V-2-40), месторождение керамических глин Шаромское (III-3-4), проявления алмазов в лавах вулканов Ичинский (I-2-8) и Авача (V-4-6).

С постагматической деятельностью в вулканических поясах на протяжении минерагенической эпохи плиоцена–квартера связано формирование месторождений и проявлений термальных и минеральных вод, имеющих важное теплоэнергетическое, бальнеологическое значение.

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ

Нефтегазогеологическое районирование и прогнозная оценка ресурсов углеводородов на 1.01.2003 г. приводится по данным – ФГУП «ВНИГНИИ» [281].

В пределах листа выделяются Охотская и Притихоокеанская нефтегазоносная провинция (НПП). В Охотской нефтегазоносной провинции наиболее круп-

ной нефтегазоносной областью (НГО) является Западно-Камчатская, продуктивность которой подтверждена данными бурения на соседней с запада территории. Кроме того, выделяются Центрально-Охотская и Южно-Охотская прогнозируемые нефтегазоносные области (ПНГО), распространяемые на акваторию Охотского моря за пределы листа. Притихоокеанская НГП в пределах листа включает в себя Восточно-Камчатскую прогнозируемую нефтегазоносную область (ПНГО), соответствующую наложенному Тюшевскому прогибу. Продуктивность Притихоокеанской НГП доказана бурением на севере в Хатырской впадине. Вне провинций выделена Центрально-Камчатская ПНГО в пределах одноименного рифта. Некоторые исследователи включают Центрально-Камчатскую ПНГО в состав Притихоокеанской НГП [204].

ОХОТСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Западно-Камчатская нефтегазоносная область (1 НГ/К₂–N₁) охватывает прибрежную равнину Западной Камчатки и акваторию прилегающего шельфа. В пределах листа протягивается вдоль западной границы с севера до бассейна р. Удова на юге. Потенциально углеводородопроизводящими и нефтегазовмещающими являются отложения от верхнего мела до верхнего миоцена. В соответствии с этим основная эпоха нефтегазоаккумуляции в пределах Западно-Камчатской НГО – позднемеловая–миоценовая.

Стратиграфический диапазон газопроявлений довольно широкий – от кунунской до эрмановской свиты. В Колпаковской зоне нефтегазоаккумуляции в снатольской и утхолокской свитах известны проявления нефти. В сравнении с Колпаковской зоной распределение проявлений углеводородов (УВ) во вскрытой части разреза в Ичинской зоне нефтегазоаккумуляции в большей степени носит локальный характер. Наибольшее количество проявлений УВ приурочено к верхнемеловой и эоценовой частям разреза, причем наиболее значительные притоки газа получены из верхнемеловых отложений. Широкий стратиграфический диапазон проявлений УВ может быть обусловлен незавершенностью (продолжением) цикла миграции УВ либо частичным нарушением закрытых систем (ловушек УВ), находящихся на глубине и, возможно, отсутствием кондиционных покрышек или их нарушенностью в верхних частях разреза.

Покрышками, в соответствии с установленным распределением проявлений газа по разрезу, могут быть любые толщи пород. Этот фактор в значительной мере носит локальный характер. На Северной и Тваянской площадях (структурах) в качестве покрышки выступает верхнемиоценовый комплекс пород, за пределами листа на соседней с запада территории – вивентекские и кулувенские отложения. Покрышкой регионального плана для верхнемеловых пород, очевидно, может быть эоценовый комплекс пород. По предшествующим работам в качестве региональной покрышки выделяются вивентекская и кулувенская свиты.

В разрезе выше абс. отм. –700 м проявления УВ практически отсутствуют, вероятно, из-за активного водообмена. Не имея надежных покрышек, отложения являются менее перспективными на нахождение залежей углеводородов.

Анализ мощностей верхнемеловых и палеогеновых отложений показывает, что блоковая структура верхнемелового основания осадочного бассейна начинает создаваться в позднемеловое время. Одновременно закладываются предпосылки к образованию нефтегазовмещающих структур – горстообразных поднятий различных порядков [61].

Распределение разновозрастного газа в Таучской структуре в верхнемеловых отложениях до 40 тыс. м³ свидетельствует о высокой нефтегазоперспективности всего изученного разреза. Отмечается закономерное увеличение содержания тяжелых углеводородов с глубиной в палеогеновых и верхнемеловых отложениях. При проходке ряда скважин выявлено увеличение газиремости в пределах палеогенового разреза, иногда сопровождающееся выделением нефти.

Коллекторские свойства разреза в целом при бурении изучены слабо из-за низкого отбора керна (7–10 % от мощности вскрытого разреза). Проницаемость пород, в частности песчаников и алевролитов, по всему разрезу осадочных пород 10–30 мД, в единичных случаях в эрмановской свите отмечено 1200 мД. Присутствие глинистой составляющей и кремнистость пород снижают этот показатель до единиц и ниже. Аналогично влияет наличие туфогенного материала. В целом, вниз по разрезу отмечается снижение величин проницаемости и пористости. Породы по этим характеристикам относятся к средне- и слабопроницаемым коллекторам. С другой стороны, основными на нижних горизонтах являются трещинные коллекторы. Последние до настоящего времени не изучались, хотя они в существенно литифицированных породах являются основным месторождением углеводородов.

Основной тип ловушек в пределах нефтегазоносной области и провинции в целом – структурный, сводовый, имеются частично тектонически экранированные ловушки. Ожидаются также залежи, экранированные разрывными нарушениями, поверхностями несогласий, а возле западного края нефтегазоносного бассейна и около бортов впадин и депрессий – залежи, связанные со стратиграфическим выклиниванием нижних горизонтов разреза.

Охотско-Западнокамчатский нефтегазоносный район (1.1 НГ/К₂–N₁) повторяет контур распространения Западно-Камчатской области. В пределах района выделяются Ичинская прогнозируемая и Колпаковская установленная зоны нефтегазонакопления, соответствующие Ичинскому прогибу и сопряженному с ним Саичинскому горсту и Колпаковскому прогибу.

Ичинская прогнозируемая зона нефтегазонакопления (1.1.1 НГ/К₂–N₁) включает в себя единственное в Западно-Камчатской НГО проявление нефти и газа Конмогское (I-1-9) и три проявления газа – Верхненизконское (I-1-12), Тваянское (I-1-21) и Крутогоровское (II-1-2). Перспективы Ичинской зоны нефтегазонакопления связаны с перспективными структурами, вытянутыми вдоль Крутогоровского глубинного разлома в Саичинском грабене и на севере в пределах Ичинского прогиба.

Плотность суммарных текущих извлекаемых ресурсов углеводородов в пределах зоны зависит от мощности кайнозойских образований, увеличивающейся к западу от 2 до 4,4 км, и достигает 11–20 тыс. т/км².

Геологические ресурсы района, оцененные по категории D₁, составляют: конденсата – 0,5 млн т, газа – 9,4 млрд м³, по категории D₂ – нефти – 19,0 млн т, конденсата – 1,8 млн т, газа – 38,1 млрд м³. Коэффициенты извлечения одинаковы для всей территории и составляют: нефть – 0,3, газ – 1, конденсат – 0,75.

Колпаковская зона нефтегазонакопления (1.1.2 НГ/К₂–N₁) включает в себя пять проявлений газа – Южно-Кунжикское (II-1-17), Таучское (II-1-20), Предгорное (II-1-24), Восточно-Квакчикское (II-1-28) и Южно-Брюмкинское (III-1-5). Про-

дуктивность зоны подтверждена бурением и эксплуатацией. На соседней с запада территории в пределах зоны выявлено четыре газоконденсатных месторождения: разрабатываемое Кшукское, подготовленные к промышленному освоению Нижнеквакчинское, Среднекунжикское и находящееся в нераспределенном фонде — Северо-Колпаковское.

Перспективы Колпаковской зоны нефтегазонакопления в пределах территории связаны с выявленными перспективными структурами в пределах Колпаковского прогиба, мощность кайнозойских отложений в котором достигает 5,2 км. Плотность суммарных текущих извлекаемых ресурсов углеводородов в пределах зоны составляет 11–20 тыс. т/км², увеличиваясь до 21–30 тыс. т/км² к западной границе листа.

Геологические ресурсы зоны, оцененные по категории C₃, составляют: конденсата — 1,4 млн т, газа — 28,0 млрд м³, по категории D₁ — конденсата — 0,9 млн т, газа — 17,1 млрд м³, по категории D₂ — нефти — 18,6 млн т, конденсата — 1,2 млн т, газа — 22,8 млрд м³.

Центрально-Охотская прогнозируемая нефтегазоносная область (2 НГ/P₂-N₁) охватывает прибрежную равнину Западной Камчатки от бассейна р. Кехта на севере до бассейна р. Опала на юге и акваторию прилегающего шельфа. В пределах листа основные прогнозные ресурсы углеводородов Центрально-Охотской ПНГО сосредоточены в Кольском прогнозируемом нефтегазоносном районе, соответствующем одноименному прогибу.

Кольский прогнозируемый нефтегазоносный район (2 НГ/P₂-N₁) включает одно проявление газа — Большерецкое (V-1-6). Мощность кайнозойских отложений в пределах Кольского прогиба более 2 км. Плотность суммарных текущих извлекаемых ресурсов углеводородов в пределах прогиба на суше составляет 11–20 тыс. т/км².

Геологические ресурсы района, оцененные по категории D₂, составляют: нефти — 12,1 млн т, конденсата — 1,7 млн т, газа — 55,6 млрд м³ и растворенного газа — 2,3 млрд м³.

Южно-Охотская прогнозируемая нефтегазоносная область (9 НГ/P₂-N₁) выделяется в юго-восточном секторе Охотского моря в пределах Курильской котловины, охватывая северо-восточной частью сушу на юго-западе территории листа, где расположен Голыгинский прогиб (грабен), соответствующий одноименному прогнозируемому нефтегазоносному району. Основная эпоха нефтегазонакопления — эоцен-миоценовая.

Голыгинский прогнозируемый нефтегазоносный район (9 НГ/P₂-N₁) содержит все оцененные прогнозные ресурсы Южно-Охотской ПНГО, большая доля которых приходится на морскую часть прогиба. Прогиб докайнозойского фундамента составляет около 2 км, превышая в районе вулкана Опала 4 км.

На территории района известны два проявления углеводородов: Саванское — нефти и газа (VI-2-6) и Нижнеопалинское — горючего газа (VI-2-3). Плотность суммарных текущих извлекаемых ресурсов углеводородов в пределах прогиба на суше составляет 5–10 тыс. т/км².

Геологические ресурсы района, оцененные по категории D₂, составляют: нефти — 10,2 млн т, конденсата — 1,0 млн т, газа — 18,1 млрд м³ и растворенного газа — 1,8 млрд м³.

ПРИТИХООКЕАНСКАЯ ПРОГНОЗИРУЕМАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Восточно-Камчатская прогнозируемая нефтегазоносная область (7 НГ/ P_1-N_1) охватывает восточную часть территории в пределах Тюшевского прогиба и Восточно-Камчатского вулканического пояса, распространяясь на акваторию в Камчатский и Кроноцкий заливы. Основные ресурсы углеводородов Восточно-Камчатской ПНГО сформировались в палеоцен-миоценовую эпоху нефтегазонакопления.

Восточно-Камчатский прогнозируемый нефтегазоносный район (7.1 НГ/ P_1-N_1) протягивается полосой 50–60 км в пределах Тюшевского прогиба, распространяясь и на акваторию. С юго-запада в районе Шипунского полуострова он ограничен трансформным разломом северо-западного простирания.

Нефтегазоносный район включает в себя пять проявлений нефти (II-6-1, 2, 3, 4; III-4-5), два проявления нефти и газа (II-5-19, 20) и пять собственно газовых проявлений (II-6-7, 8, 18; III-4-7; III-5-1).

Формирование отложений, характеризующихся высокой битуминозностью и наличием проявлений нефти и газа, происходило в палеоцене–миоцене. Перспективы обосновываются прямыми (проявления нефти и газа) и косвенными (высокая битуминозность отложений, источники холодных и термоминеральных вод хлор-кальциевого типа хлоридного натриевого и хлоридного кальциевого–натриевого состава) признаками.

Перспективы нефтегазоносности Кумрочского поднятия, сложенного отложениями дроздовской и станиславской свит палеоценового возраста, основываются прежде всего на наличии естественных проявлений нефти в зонах Бушуйкинского разлома и Первореченского надвига. Максимальные содержания битумоидов также приурочены к зонам указанных тектонических структур. По коллекторским свойствам палеоценовые породы характеризуются низкой общей пористостью и низкой проницаемостью. Учитывая интенсивную дислоцированность пород и отсутствие благоприятных складчатых структур, здесь можно надеяться на коллекторы в зонах тектонического разуплотнения.

Перспективы Тюшевского прогиба в отношении выявления углеводородного сырья различны. Северо-западный борт прогиба образован аллохтонными пластинами отложений тундровской, чажминской и богачевской свит эоцен-среднемиоценового возраста. Дислоцированность отложений чрезвычайно интенсивная. В точечных и площадных аномалиях, приуроченных к разломам, преобладают маслянистые и легкие битумоиды, вероятно, мигрировавшие из автохтона, сложенного отложениями горбушинской толщи. Обнаружение залежей нефти и газа в аллохтонном комплексе вполне вероятно в тектонических ловушках. Для вскрытия залежей, после проведения геофизических исследований и выявления перспективных структур, представляется целесообразной проходка скважин в верхнем течении р. Тюшевка и в верхнем течении р. Третья в районе проявления нефти и газа.

В центральной части Тюшевского прогиба отложения горбушинской толщи олигоцен-миоценового возраста залегают относительно спокойно, с формированием пологих складок. Особенности химизма вод из скважин ГК-1 и 2 (хлоридный натриевый состав, минерализация 17,8–26,3 г/л, присутствие брома, йода, аммония и метаборной кислоты), наличие в них природного горючего газа свидетельствуют о благоприятных условиях сохранения возможной залежи нефти или

газа. Кроме того, коэффициент метаморфизации вод ($Cl-Na/Mg = 2,58-3,67$) близок к его значению для хлор-кальциевых вод нефтяных месторождений [309]. По данным плотностного моделирования, мощность отложений горбушинской толщи в центральной части Тюшевского прогиба 4 км, а в районе Чажминской брахиантиклинали она может достигать 5 км. В северо-восточной части этой структуры выявлена аномалия смолистых битумоидов среднего–высокого уровня концентрации.

Для изучения выявленных проявлений и структур на первом этапе рекомендуется проведение гравиметрической съемки масштаба 1 : 25 000 и сейсмопрофилеирования с последующим структурно-поисковым бурением в верхнем течении рек Третья и Тюшевка, в северо-западной части Конусной брахиантиклинали, на площадях Тюшевской кольцевой структуры и Чажминской брахисинклинали.

Основные прогнозные ресурсы углеводородов сосредоточены в Тюшевском прогибе. На юго-западе Восточно-Камчатского ПНГР плотность суммарных текущих извлекаемых ресурсов менее 3 тыс. т/км².

Геологические ресурсы района, включая акваторию, оцененные по категории D₂, составляют: нефти – 119,0 млн т, газа – 93,4 млрд м³ и растворенного в нефти газа – 21,0 млрд м³.

Нальчевский (7.2 НГ/P₁–N₁) и Начикинский прогнозируемые нефтегазоносные районы (7.3 НГ/P₁–N₁) расположены в юго-западной части Восточно-Камчатской ПНГО в поле развития миоцен-четвертичных образований Восточно- и Южно-Камчатского вулканических поясов соответственно и связаны с прогибами в фундаменте до 2 км. По плотности суммарных текущих извлекаемых ресурсов (менее 3 тыс. т/км²) они отнесены к малоперспективным землям.

Геологические ресурсы районов соответственно, оцененные по категории D₂, составляют: нефти – 1,2 и 0,8 млн т, газа – 1,5 и 1,0 млрд м³ и растворенного в нефти газа – 0,3 и 0,2 млрд м³.

Центрально-Камчатская прогнозируемая нефтегазоносная область (5 НГ/P₂–N₁) выделяется в центральной части территории. В пределах нефтегазоносной области выделяются два прогнозируемых района – Центрально-Камчатский, южная часть которого находится на территории листа, и Озерновский – на севере за пределами территории.

Центрально-Камчатский прогнозируемый нефтегазоносный район (5.1 НГ/P₂–N₁) выделяется в пределах одноименного рифта. В районе известно одно проявление газа – Долиновское (П-3-16), связанное с эоценовыми отложениями правореченской свиты. Глубина залегания докайнозойского фундамента изменяется от 4 км в Долиновской впадине до 6 км в Козыревской. Основная эпоха нефтегазонакопления соответствует эоцену–миоцену. Плотность суммарных текущих извлекаемых ресурсов в пределах района к западу от выделяемого по геофизическим данным Центрально-Камчатского глубинного разлома составляет 5–10 тыс. т/км². К востоку от глубинного разлома земли отнесены к перспективным без количественной оценки.

Геологические ресурсы района, оцененные по категории D₂, составляют: нефти – 38,1 млн т, газа – 45,7 млрд м³ и растворенного в нефти газа – 6,7 млрд м³.

Геологические прогнозные ресурсы углеводородов территории приведены в табл. 4.

**Геологические ресурсы нефти, конденсата, (млн т), свободного и
растворенного газа (млрд м³) на 1.01.2003 г.**

Номер на карте	Название подразделения	Площадь, тыс. км ²	Нефть, конденсат	Категория прогнозных ресурсов		
			Газ, растворенный газ	C ₃	D ₁	D ₂
I	Охотская НПП	18,8	млн т	–	–	59,0
			млрд м ³	1,4	1,3	5,7
1	Западно-Камчатская НГО	8,3	млн т	28,0	26,5	134,6
			млрд м ³	–	–	9,8
1.1	Охотско-Западно-Камчатский НГР (прогиб)	6,7	млн т	–	–	37,6
			млрд м ³	1,4	1,3	3,0
1.1.2	Колпаковская зона нефтегазонакопления (район)	3,4	млн т	28,0	26,5	60,9
			млрд м ³	–	–	5,8
1.1.1	Ичинская зона нефтегазонакопления (район)	3,3	млн т	–	–	18,6
			млрд м ³	1,4	0,9	1,2
2	Центрально-Охотская ПНГО	3,7	млн т	28,0	17,1	22,8
			млрд м ³	–	–	–
2.1	Кольский ПНГР (прогиб)	3,7	млн т	–	–	19,0
			млрд м ³	–	0,5	1,8
9	Южно-Охотская ПНГО	2,9	млн т	–	–	38,1
			млрд м ³	–	–	–
9.1	Голыгинский ПНГР (прогиб)	2,9	млн т	–	–	12,1
			млрд м ³	–	–	1,7
II	Притихоокеанская НПП	90,0	млн т	–	–	55,6
			млрд м ³	–	–	2,3
			млн т	–	–	12,1
			млрд м ³	–	–	1,7
			млн т	–	–	10,2
			млрд м ³	–	–	1,0
			млн т	–	–	18,1
			млрд м ³	–	–	1,8
			млн т	–	–	10,2
			млрд м ³	–	–	1,0
			млн т	–	–	18,1
			млрд м ³	–	–	1,8
			млн т	–	–	121,0
			млрд м ³	–	–	–
			млн т	–	–	95,9
			млрд м ³	–	–	21,5

Номер на карте	Название подразделения	Площадь, тыс. км ²	Нефть, конденсат	Категория прогнозных ресурсов		
			Газ, растворенный газ	C ₃	D ₁	D ₂
7	Восточно-Камчатская ПНГО	28,8	млн т млрд м ³	–	–	121,0
				–	–	–
				–	–	95,9
7.1	Восточно-Камчатский ПНГР (прогиб)	22,3	млн т млрд м ³	–	–	21,5
				–	–	119,0
				–	–	93,4
7.2	Налычевский ПНГР (впадина)	4,1	млн т млрд м ³	–	–	21,0
				–	–	–
				–	–	1,2
7.3	Начикинский ПНГР (впадина)	2,8	млн т млрд м ³	–	–	–
				–	–	1,5
				–	–	0,3
5	Центрально-Камчатская ПНГО	19,5	млн т млрд м ³	–	–	0,8
				–	–	–
				–	–	1,0
5.1	Центрально-Камчатский ПНГР (прогиб)	17,6	млн т млрд м ³	–	–	0,2
				–	–	–
				–	–	–
	ПНГО вне провинций			–	–	–
5	Центрально-Камчатская ПНГО	19,5	млн т млрд м ³	–	–	38,1
				–	–	–
				–	–	45,7
5.1	Центрально-Камчатский ПНГР (прогиб)	17,6	млн т млрд м ³	–	–	6,7
				–	–	38,1
				–	–	–
				–	–	45,7
				–	–	6,7

УГЛЕНОСНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ

Западно-Камчатский угленосный бассейн (с каменным и бурым углем) (10 УК, УБ / K₂–N₁) протягивается вдоль западного побережья полуострова на 1100 км при ширине от 10–20 до 80–100 км. В пределах бассейна по особенностям геологического строения, характера угленосности и ее распределения в стратиграфическом разрезе выделяются четыре угленосных района: Крутогоровский, Тигильский, Пусторецко-Паланский и Пенжинский [19]. На территории листа расположен самый южный из них – Крутогоровский.

Крутогоровский угленосный район (10.1 УК, УБ / P₂–N₁) объединяет в себе угленосные отложения с бурыми и каменными углями, прослеживающиеся вдоль западной части территории листа полосой шириной от 30 до 100 км от северной рамки до р. Большая на юге, в пределах Западно-Камчатского прогиба.

В пределах угленосного района выделяются Крутогоровская площадь с одноименным месторождением каменного угля и перспективные площади с проявле-

ниями каменного и бурого угля: Ичинская, Соболевская и Большерецкая. Угленосность территории связана с эоцен-плиоценовой эпохой углеобразования.

Размещение твердых горючих ископаемых на территории определяется рядом факторов: стратиграфическим, магматическим, структурно-тектоническим, палеогеоморфологическим, палеоклиматическим и палеофитологическим, а также глубиной эрозионного среза.

Стратиграфический фактор контролирует накопления растительных осадков во времени. Как следствие, стадии литогенеза отражают возможность образования каменного угля, бурого угля, торфа. Процесс накопления растительных осадков на рассматриваемой площади прослеживается с верхнего мела, является непрерывным и в то же время циклическим. Углистое вещество представлено в аспидных сланцах хозгонской свиты. Пласты бурого и каменного угля присутствуют в разрезах станольской (P_2sn), утхолокской (P_3ut), ильинской (N_1il), этолонской (N_1et), эрмановской (N_1er) и энемтенской (N_2en) свит. Примером продолжения накопления твердых горючих ископаемых служат современные торфяники. Наиболее высокоую (продуктивную) угленасыщенность показывают отложения ильинской свиты, образование длиннопламенных каменных углей которой соответствует начальной стадии метакатагенеза, и эрмановской свиты, преобразование бурых углей которой соответствует протокатагенезу.

На степень метаморфизма углей в целом и по отдельным угольным пластам проявилось влияние магматических процессов. Так, в районе Крутогоровского месторождения внедрение субвулканических тел кечевского вулканического комплекса привело к окончательному формированию угленосной структуры и обусловило относительно высокий метаморфизм углей.

Структурно-тектонический фактор определяет формационную принадлежность и количественное распределение горючих ископаемых в бассейне осадконакопления. Структурное положение каменных углей ильинской свиты на Крутогоровской площади и бурых углей эрмановской свиты на Ичинской, Соболевской и Большерецкой площадях различное. Первые образовывались в условиях аллювиально-озерно-болотных обстановок торфонакопления и приморской озерно-болотной низменности. Неустойчивый тектонический режим, колебательные движения дна бассейна обеспечили обстановку, благоприятную для угленакопления в осадках ильинской свиты. Накопление бурых углей эрмановской свиты происходило в прибрежных условиях приморских равнин паралического бассейна. Этому соответствует их широкое распространение на площади; они являются аналогами современных торфяников.

Палеогеоморфологический фактор обуславливает фаціальную обстановку углеобразования вместе с палеоклиматическим, палеофитологическим факторами, оказывает влияние на возникновение и скорость нарастания торфяников и предопределяет в последующем мощность углей. На Крутогоровской площади режим мелководья в замкнутом бассейне торфонакопления поддерживался близостью поднятия верхнемелового основания. В этой части при образовании угленосных осадков снательской, утхолокской свит накапливалась глинисто-песчаниковая с конгломератами угленосная формация межгорных впадин. В миоцене режим торфообразования иной — глинисто-песчаниковая угленосная формация ильинской свиты накапливалась в лимническом бассейне, в условиях мелководной лагуны; эрмановская свита накапливалась в условиях паралического бассейна.

Палеоклиматический фактор проявлен в постоянно существующем влажном климате. Угленакопление на Крутогоровской площади приближается по времени к миоценовому климатическому оптимуму [309].

Фактор эрозионного среза определяет промышленную и эксплуатационную значимость участков угленосного бассейна. В пределах Крутогоровской площади наибольшая угленасыщенность присуща низам разреза. Интерес для отработки открытым способом заслуживают наиболее эродированные участки.

Оцененные запасы и ресурсы углей связаны с отложениями ильинской (Крутогоровское каменноугольное месторождение) и эрмановской свит (бурые угли) миоцена. Оценка проводилась до глубины 300 м [19].

Наибольшие прогнозные ресурсы углей связаны с эрмановской свитой. Они не представляют промышленного интереса из-за слабой изученности (категория P_3), невысокого качества (бурые групп 1Б и 2Б), сложных условий освоения (заболоченная местность) и экологических проблем (бассейны нерестовых рек).

Запасы и прогнозные ресурсы категорий P_1 и P_2 каменного угля сосредоточены в пределах Крутогоровской площади (месторождения) (табл. 5).

Таблица 5

Запасы и прогнозные ресурсы углей Крутогоровского угленосного района по состоянию на 1.01.2005 г.

Название площади	Марка угля	Площадь прогноза, км ²	Глубина прогноза, м	Категории запасов и ресурсов, млн. т					
				A+B+C ₁	C ₂	Забалансовые	P ₁	P ₂	P ₃
Крутогоровская	Д, каменный	28	300	96,43	162,165	54,284	757	370	–
Ичинская перспективная	2Б, бурый	3000	300	–	–	–	–	–	5400
Соболевская перспективная	2Б, бурый	1200	300	–	–	–	–	–	3513
Больше-рецкая перспективная	2Б, бурый	1100	100	–	–	–	–	–	1109
Всего		5328		96,43	162,165	54,284	757	370	10022

Говорить о перспективах и давать рекомендации по развитию угольной базы территории крайне сложно. Отсутствие транспортной инфраструктуры не позволяет использовать разведанные запасы Крутогоровского месторождения, освоение которого позволило бы освободить Камчатскую область от завоза угля.

ЗАПАДНО-КАМЧАТСКАЯ СЕРЕБРО-ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СУБПРОВИНЦИЯ

Западно-Камчатский золотороссыпной район (вне зоны) (0.1 Au/ K₂-Q) выделяется на западе территории в пределах одноименного прогиба по многочисленным шлиховым ореолам золота с непромышленными россыпями (ручьи Двойной II-1-27, Бурный III-1-1, Звонкий III-1-3, Юбилейный IV-1-25). Золотоносность связана в основном с современными и позднечетвертичными аллювиальными, менее — с водно-ледниковыми, прибрежно-морскими и пляжевыми отложениями.

Россыпеобразование на площади представлено всеми стадиями — элювиальной, делювиальной, аллювиальной и прибрежно-морской. Часть связей россыпей отдельных стадий с определенными формами рельефа нарушена. Так, благоприятная нахождение древних прибрежно-морских россыпей иткинская толща в настоящее время находится в пределах структурно-денудационного низкогорья, где она эродирована и является источником для образования новых, современных делювиальных и ложковых россыпей. Наиболее перспективным является нахождение современных россыпей, соответствующих аллювиальной и прибрежно-морской стадиям россыпеобразования.

Из факторов, контролирующих россыпеобразование, основным является металлогенический. Он определяется наличием значительных по площади коренных источников с повышенными концентрациями золота. Предполагаемыми источниками являются прибрежно-морские отложения иткинской толщи и проявления и пункты минерализации золото-кварцевой и золото-сульфидной формации в пределах Срединного выступа и его западного обрамления в поле распространения черносланцевых хейванской и хозгонской свит.

Тектонический (неотектонический) фактор и, как следствие, геоморфологический фактор обусловили блоковые перемещения и создание структурно-геоморфологических ловушек. Из факторов, контролирующих россыпеобразование в прибрежно-морской части, можно выделить приуроченность повышенных содержаний к отложениям современного пляжа и к древним береговым линиям в подводной части на шельфе. Здесь отмечаются базальные слои с высокими концентрациями тяжелой фракции.

Литолого-фациальный фактор проявлен в наличии на площади аллювиальных и прибрежно-морских отложений, содержащих в своем составе грубообломочные слои и осадки, обогащенные тяжелой фракцией. В отложениях иткинской толщи и в современных прибрежно-морских осадках отмечаются базальные слои с высокими концентрациями тяжелой фракции.

Прогнозные ресурсы россыпного золота категории P₃, в пределах района по данным предшествующих работ, составляют 42 т. Прогнозные ресурсы коренного золота категории P₃ — 55 т в пределах района локализованы в Юртинском рудно-россыпном поле и связаны с горстообразным поднятием и окварцеванием метатерригенных пород мелового фундамента (хозгонская свита) и пунктом минерализации горы Юртиния, вероятно золото-кварцевой рудной формации [309].

ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКАЯ СЕРЕБРО-ЗОЛОТОРУДНАЯ И МЕДНО-НИКЕЛЕВОРУДНАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СУБПРОВИНЦИЯ

Центрально-Камчатская минерагеническая субпровинция выделяется в пределах Срединного хребта в центральной части территории. Субпровинция наиболее продуктивна. В ней сосредоточены основные запасы и ресурсы металлических

полезных ископаемых сульфидной медно-никелевой, золото-серебряной, золото-кварцевой, меднорудной ортоклазовой и медно-молибден-порфировой рудных формаций, определяющих металлогеническую специализацию всей территории. Все отмеченные на территории эпохи рудогенеза, начиная от палеозойской и заканчивая плиоцен-четвертичной, проявились в Центрально-Камчатской минерагенической субпровинции. В ее пределах выделяются две минерагенические зоны: Срединная золото-медно-никелевая и Центрально-Камчатская серебро-золоторудная, различающиеся по времени рудообразования и формационной принадлежности продуктивных комплексов.

Центрально-Камчатская серебро-золоторудная минерагеническая зона (3 Au, Ag/N₁₋₂) занимает северную часть территории, распространяясь далеко на север за пределы листа, повторяя контур развития вулканигов одноименного пояса олигоцен-четвертичного возраста. Главными структурными элементами вулканического пояса являются вулкано-тектонические структуры (ВТС), которые контролируют размещение эпитермального золото-серебряного оруденения низкосульфидного типа [78].

С постмагматической деятельностью вулкано-структур центрального типа в пределах Центрально-Камчатского вулканического пояса (ЦКВП) связано формирование эпитермальных низкосульфидных золото-серебряных месторождений и проявлений.

В вулканической деятельности ЦКВП на территории наиболее интенсивно проявилась миоцен-плиоценовая минерагеническая эпоха, которая достаточно уверенно разделяется на два этапа: ранне-среднемиоценовый и позднемиоцен-плиоценовый.

Первый соответствует времени образования кимитинского и кавалинского вулканических комплексов андезитовой формации и становления интрузивных образований лавкинского плутонического комплекса диорит-гранодиоритовой формации. С андезитовой формацией связаны месторождение Золотое (II-3-12), рудопроявления Тогар (I-2-11), возможно Лазурное (II-2-11).

Позднемиоцен-плиоценовому этапу соответствует становление кахтунского вулканического комплекса базальт-андезит-риолитовой формации, с палеовулканическими постройками которой в пределах минерагенической зоны связано большинство проявлений и Агинское месторождение (I-2-14).

Закономерности контроля и размещения эпитермального золото-серебряного оруденения одинаковы для всех минерагенических субпровинций и зон территории. Ниже приводятся основные факторы контроля и прогнозирования.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Устанавливается общая приуроченность эпитермального золото-серебряного оруденения к дифференцированным вулканическим сериям, особенно повышенной щелочности. Следующим фактором, контролирующим золото-серебряное оруденение, является приуроченность рудных полей к вулкано-тектоническим структурам (ВТС). Практически все известные золото-серебряные рудные поля располагаются в пределах ВТС диаметром до 30 км, в которых смена купольного и инверсионного тектонического режимов происходила неоднократно, о чем свидетельствует наличие в них 2–3 телескопированных кальдер. В целом в ВТС пре-

обладают отрицательные движения. Об этом свидетельствует присутствие депрессионных форм рельефа в центральной части большинства рудных полей. На этом фоне важное значение имеют небольшие купола магматического происхождения, нередко сосредотачивающие золото-серебряное оруденение (например, Асачинское месторождение в Южно-Камчатской минерагенической зоне).

Наиболее важным является структурный контроль оруденения, благоприятными факторами являются:

1. Структуры, возникающие под воздействием магматических масс в процессе развития ВТС. Все ВТС, вмещающие рудные тела золото-серебряной формации, имеют сложную историю развития с чередованием этапов кальдеро- и куполообразования. При этом в связи с кальдерообразованием возникают кольцевые сбросы и трещины скола, а в связи с куполообразованием – радиальные трещины отрыва.

2. Структуры, связанные с региональными тектоническими деформациями. Среди них выделяются две группы.

Первая – это структуры, ассоциирующиеся с линейными тектоническими деформациями, сопряженными с зонами глубинных разломов. Приуроченные к ним рудные тела не выходят за пределы центральной части ВТС, хотя сами рудоконтролирующие тектонические зоны имеют большое протяжение. Для них характерны значительные амплитуды сбросово-сдвиговых деформаций (сотни метров). Заключенные в них рудные тела имеют крупные размеры. Примером таких структур являются тектонические зоны, входящие в Южно-Камчатскую систему рудоконтролирующих сбросов. Одно из этих нарушений с амплитудой сбросовой составляющей 400–450 м вмещает в пределах Жировской ВТС зону Определяющая с суммарной длиной рудоносной кварцевой жилы более 3 км; в пределах Родниковой ВТС – жильную зону Родниковая длиной более 2 км. Рудовмещающие тектонические зоны сбросов и сдвигов сопровождаются трещинами отрыва, имеющими встречное падение и образующими вместе с основной структурой жильные зоны в виде сходящихся книзу жильных пучков с суммарной мощностью наверху до 100–150 м (жильная зона Родниковая, жильная зона № 1 Асачинского месторождения и др.).

Вторая группа – структуры, сформированные в результате региональных тектонических напряжений, когда в купольных структурах под влиянием регионального сжатия или растяжения развиваются системы субпараллельных трещин отрыва.

3. Структуры, которые обладают признаками, свойственными вулканическим системам, но образовавшиеся под влиянием региональных тектонических факторов, т. е. переходные между 1 и 2.

Глубинные разломы при этом не только являются каналами для магмы и рудных растворов, но и определяют анизотропию магматических очагов и всей вулканической постройки. Вытянутая вдоль глубинного разлома форма промежуточного очага определяет такую же форму кальдеры и купольной структуры (Абдрахимовское рудное поле Центрально-Камчатского рудного района).

В процессе кальдеро- и куполообразования здесь образуются линейные системы сколовых трещин вдоль удлинения купольной структуры, а в местах периклинального замыкания купола – линейные системы трещин скола. При кажущемся сходстве со структурами регионально-тектонического происхождения в этом случае структуры не выходят за пределы ВТС.

Особенности рудовмещающих структур определяют морфологию, а часто и масштабы рудных тел, которые являются главным объектом прогнозирования, поисковых и разведочных работ.

Известные к настоящему времени рудные тела по морфологии, параметрам и степени их изменчивости, распределению золото-серебряной минерализации, масштабам оруденения можно разделить на два типа: мутновский и агинский.

Рудные тела мутновского типа представляют собой выдержанные по простиранию и падению кварцевые жильные зоны, включающие крупные блоки руд с промышленным содержанием золота и относительно равномерным его распределением. Протяженность жильных зон составляет сотни метров и достигает 2–3 км. К этому типу относится большинство рудных тел, заключенных в сбросово-сдвиговых структурах (зона Определяющая Мутновского рудного поля, жила № 44 Родникового рудного поля, жила № 1 Асачинского месторождения). Сюда же относятся и рудные тела, локализованные в крупных трещинах отрыва, отличающиеся более неравномерным распределением золота.

Рудные тела агинского типа представлены кварцево-жильными телами сложной морфологии, бонанцевым распределением оруденения (Агинское месторождение, Бараньевское проявление). Жилы резко меняют мощность, часто разветвляются на маломощные прожилки. Особенно характерно ветвление жил вверх по восстанию и склонению рудных тел. Наиболее крупные и богатые рудные тела приурочены к местам сопряжения основных сколовых структур между собой или с определяющими их трещинами отрыва. Они имеют в плане вид клиновидных блоков интенсивно катаклазированных пород, пронизанных прожилками до состояния своеобразного штокверка мощностью 6–9 м и протяженностью 20–40 м.

Рудные столбы обычно приурочены к структурным ловушкам (изгибам рудовмещающих трещин, сопряжениям основных структур с опережающими трещинами, пересечениям трещин и дорудных даек). Меньшее значение имеют литолого-петрографические факторы, когда рудные столбы приурочены к местам пересечения рудовмещающими структурами пород, отличающихся физико-механическими свойствами (например, зона Определяющая Мутновского рудного поля).

Кроме структурных и литологических факторов, на образование рудных столбов оказывают влияние и термодинамические условия рудообразования. Так, рудные столбы высоких порядков, по-видимому, тяготеют к верхнему уровню рудных тел.

В настоящее время для эпитермального оруденения золото-серебряной формации Камчатки разработаны поисковые критерии, которые могут быть представлены в систематизированном виде для различных стадий геологоразведочных работ.

Следует подчеркнуть, что вследствие разновозрастности образования проявлений и месторождений Юго-Восточной и Центральной Камчатки часть этих критериев, возможно, проявляется в них с разной степенью отчетливости. Ниже приводится предлагаемая система поисковых критериев рудных полей золото-серебряной формации [78]:

1. Участки сопряжения или пересечения глубинных разломов.
2. Вулкано-тектонические структуры диаметром 10–30 км.
3. Инверсионная кальдеро-купольная структура в центре ВТС.

4. Наличие радиально-концентрической системы трещин.
5. Дифференцированный магматизм с обязательным участием кислых фаз.
6. Широкое развитие субвулканических тел и даек в центральной части ВТС.
7. Широкое развитие гидротермально измененных пород фаций пропилитов, аргиллизитов, адуляр-гидрослюдисто-кварцевых метасоматитов.
8. Шлиховые ореолы золота, галенита, сфалерита.
9. Повышенное количество (более 15 %) пентагон-додекаэдров пирита в шлихах.
10. Повышенное содержание серебра (0,1–10 г/т), сурьмы (30–300 г/т), свинца (40–300 г/т), меди (10–150 г/т) в электромагнитной фракции шлихов.
11. Потоки рассеяния серебра (более 5 г/т), золота (более 0,015 г/т) длиной 1–2 км.
12. Комплексные аномалии по потокам рассеяния с ранжированными рядами Ag, Pb, Zn, Au, Mn, Sn, Mo, Co, Cu, W.
13. Гидрохимические аномалии Ag и Au.
14. Локальный максимум Δg сложной формы с амплитудой 2–20 мГал.
15. Локальный максимум ΔT с амплитудой 1–15 нТл.
16. Положительная аномалия калиевой доминанты радиоактивности.

В пределах Центрально-Камчатской минерагенической зоны выделяется Центрально-Камчатский (Оганчинско-Козыревский) серебро-золоторудный район, включающий в себя Агинский и Балхачский установленные, Димшиканский, Сухариковский и Оганчинский прогнозируемые серебро-золоторудные узлы.

Центрально-Камчатский серебро-золоторудный район (3.1 Au, Ag/N₁₋₂) соответствует наиболее приподнятой части Центрально-Камчатского вулканического пояса (ЦКВП). Границы района оконтуриваются по площади распространения продуктивных формаций: андезитовой, андезит-базальтовой, риолит-дацитовой, перекрытых по периферии чехлом четвертичных вулканитов. Основными рудоконтролирующими структурами района являются глубинные разломы северо-восточного направления и оперяющие их разломы различных направлений, определяющие размещение ВТС, которые в свою очередь контролируют размещение месторождений и проявлений золото-серебряной формации.

Димшиканский прогнозируемый серебро-золоторудный узел (3.1.1 Au, Ag/N₁₋₂) расположен на севере территории в бассейне р. Димшикан 1-й в пределах одноименной ВТС второго порядка на пересечении рудоконтролирующих разломов северо-восточного и субмеридионального простирания. В пределах прогнозируемого рудного узла известны два проявления – Димшикан и Зайка, приуроченные к штокверкам жильно-прожилкового, брекчиевого строения с ветвящимися разноориентированными кварцевыми и кварц-адуляровыми телами мощностью от долей сантиметров до 9,3 м в пределах полей аргиллизированных и окварцованных образований кавалинского и кахтунского вулканических комплексов. Содержание золота варьируют в целом в пределах от долей до 946 г/т, серебра – до 396,5 г/т, при среднем содержании (г/т) золота – 10, серебра – 20.

Апробированные прогнозные ресурсы по категории P₃ составляют: золота – 40 т и серебра – 30 т [423]. Перспективы рудного узла достаточно высоки, и по результатам предварительной оценки при ГДП-200, которое заканчивалось в 2006 г., составляют по категории P₃ золота – 80 т и серебра – 60 т. После завершения ГДП-200 на территории листов N-57-II, III в их пределах предполагается постановка прогнозно-поисковых работ.

Агинский серебро-золоторудный узел (3.1.2 Au, Ag/N₁₋₂) расположен вдоль западной границы района, где в пределах одноименной ВТС второго порядка выделяется Абдрахимовское рудное поле с подготовленным к эксплуатации средним золото-серебряным месторождением Агинское (I-2-14), проявлениями Найчан (I-2-13) и Южно-Агинское (I-2-17). В рудный узел также включены ряд проявлений и пунктов минерализации по периферии Агинской ВТС, на севере – проявления Тогар (I-2-11) и Кетачан-II (I-2-12), на юге – пункт минерализации Озеро Копылье (I-2-20) и рудное поле Темное с одноименным рудопроявлением (II-2-1).

Структурное положение Абдрахимовского рудного поля определяется разломами северо-восточного и северо-западного простирания, на пересечении которых расположена Агинская ВТС. Золото-серебряное месторождение Агинское, проявления Южно-Агинское, Найчан приурочены к центральной ее части, где выделяются жерловые фации палеовулканической постройки. Все породы в различной степени пропилитизированы и аргиллизированы. Распределение золото-серебряной минерализации контролируется разломом северо-восточного простирания и опережающими его трещинами, вдоль которых развиты околотрещинные метасоматиты кварц-адуляр-корренситового и кварц-адуляр-ректоритового состава, а также жилы, жильные зоны кварцевые, кварц-адуляровые и кварц-карбонатные.

Остальные проявления рудного узла приурочены к периферическим частям ВТС и характеризуются полями измененных пород. Все золоторудные объекты Агинского рудного узла относятся к малосульфидной золото-серебряной формации, собственно золотого минерального типа.

Апробированные прогнозные ресурсы золота и серебра в рудном узле связаны в основном с Абдрахимовским рудным полем и приведены в табл. 6. Прогнозные ресурсы категории P₃ сосредоточены в рудном поле Темное, проявлениях Тогар, Кетачан-II и составляют: золота – 53 т и серебра – 62 т [420, 434].

Сухариковский прогнозируемый серебро-золоторудный узел (3.1.3 Au, Ag/N₁₋₂) включает проявления: Сухариковские Гребни (I-3-19), Верхнекозыревское (I-3-16), Марина (I-3-17), Верхние Сухарики (I-3-20), Караковское (I-3-21). Все они, кроме проявлений Сухариковские Гребни и Верхнекозыревское, в пределах которых присутствуют миоцен-плиоценовые образования хактунского вулканического комплекса базальт-андезит-риолитовой формации, находятся в полях развития миоценовых пород кававлинского вулканического комплекса андезитовой формации. Рудоконтролирующим является разлом северо-восточного простирания. Большинство проявлений приурочено к периферическим частям Кимитинской и Сухариковской ВТС, за исключением проявления Караковское, расположенного в центральной части одноименной ВТС второго порядка. В пределах всех рудопроявлений проявлены процессы гидротермальных преобразований вмещающих вулканитов, выразившиеся в пропилитизации. Вблизи рудных жил отмечается аргиллизация и окварцевание до образования вторичных кварцитов в рудных жилах.

Апробированные прогнозные ресурсы золота и серебра по категории P₂ существуют только на рудопроявлении Караковское. По результатам проведенных поисковых и поисково-оценочных работ прогнозные ресурсы Сухариковского рудного узла составляют по категории P₁ (т): золота – 52, серебра – 152, по категории P₂ золота – 52 и серебра – 139 [303, 315].

Несмотря на отсутствие производственной инфраструктуры, перспективы Сухариковского рудного узла достаточно высокие. Они возрастут с запуском горно-обогатительного комбината на Агинском месторождении. Рекомендуются для постановки прогнозно-поисковых работ или в качестве объекта для проведения аукциона на право пользования недрами Сухариковского рудного поля, рудопроявления Сухариковские Гребни, Верхние Сухарики.

Балхачский серебро-золоторудный узел (3.1.4 Au, Ag/N₁₋₂) выделяется на юго-восточной границе Центрально-Камчатского рудного района, приурочен к одноименной ВТС первого порядка и включает месторождение Золотое (II-3-12), проявления Бараньевское (II-3-10), Кунгурцевское (II-3-13) и Еловое (II-2-15) и три пункта минерализации (II-3-1, 4, 8). В рудном узле проявлены два этапа миоцен-плиоценовой эпохи рудообразования, связанные соответственно с формированием миоценового кимитинского и позднемиоцен-плиоценового кахтунского вулканического комплексов. В центральной части в пределах Золотого рудного поля на поверхность выходят породы мелового фундамента ЦКВП (вулканогенно-осадочные образования ирунейской свиты и интрузивные тела левоандриановского комплекса), подвергнутые пропилитизации наряду с перекрывающими вулканами кимитинского вулканического и прорываемыми их одновозрастными диоритами лавкинского плутонического комплекса. Вблизи рудных жил степень гидротермальной переработки усиливается до адуляр-кварц-гидрослюдистых метасоматитов.

Рудоконтролирующую роль выполняют разрывные нарушения северо-восточного и субширотного простирания. В центральной части рудного узла в месте выхода мелового фундамента оруденение относится к золото-кварцевой формации (золото-редкометалльный, золото-полиметаллический минеральные типы). Оруденение золото-серебряного формационного типа развито по периферии в пределах вулканитов кимитинского и кахтунского комплексов.

Апробированные прогнозные рудного узла категории P₁ связаны с месторождением Золотое, проявлениями Бараньевское и Кунгурцевское и составляют золота — 132 т и серебра — 84 т [423]. По оценке специалистов ЗАО «Корякгеолдобыча» прогнозные ресурсы рудного узла по категории P₃ составляют: золота — 163 т и серебра — 465 т.

Оганчинский прогнозируемый серебро-золоторудный узел (3.1.5 Au, Ag/N₁₋₂) выделяется на юго-востоке Центрально-Камчатского рудного района в пределах Кирганинской (Левинсон-Лессинга) ВТС, расположенной на пересечении глубинных разломов северо-западного и северо-восточного простирания. Он включает проявления Оганчинское (II-2-23) и Березовое (II-2-21). Палеовулканическая постройка значительно эродирована и в нижней части сложена андезитовой формацией миоцена кимитинского вулканического комплекса, прорванной крупными интрузиями диорит-порфиринов на севере и гранодиоритов на юге миоценового лавкинского комплекса. Она надстраивается базальт-андезит-риолитовой формацией кахтунского комплекса. По периферии обнажается меловой фундамент (ирунейская свита).

Продуктивной для рудообразования является миоцен-плиоценовая эпоха. Рудоконтролирующая роль разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простирания очевидна. Рудолокализирующая роль принадлежит сбросо-сдвигам северо-восточного простирания с амплитудой не более 50 м, к которым

приурочены жильные зоны с эпитермальным золото-серебряным оруденением. Вдоль разломов вмещающие породы на мощность до 150 м от рудоносных зон пропилитизированы и аргиллизированы.

Апробированные прогнозные ресурсы категории P_2 по Оганчинскому проявлению составляют: золота — 20 т, серебра — 24 т. Прогнозные ресурсы категории P_3 по рудному узлу с учетом вертикального размаха оруденения до 500 м оцениваются: золота — 84 т, серебра — 100 т [198].

С началом освоения Агинского месторождения прогнозируемый Оганчинский рудный узел, несомненно, привлечет внимание недропользователей. Рекомендуется включение в список лицензирования для проведения аукциона на право пользования недрами.

Срединная золото-медно-никелеворудная минерагеническая зона (4 Ni, Cu, Au/K₂-Q) охватывает Срединный Камчатский массив метаморфических пород домезозойского—мелового возраста и обрамляющий его с востока комплекс верхнемеловых кремнисто-вулканогенных образований.

Исключительно в пределах Срединной минерагенической зоны, тяготея к его северному и южному флангам, локализованы медно-никелевые сульфидные проявления, связанные с интрузивными телами базит-гипербазитов дукукского и субвулканическими телами алисторского комплексов.

Меловые метатерригенные образования хейванской и хозгонской свит, обрамляющие домезозойское метаморфическое основание Срединного Камчатского массива, по своим особенностям близки к черносланцевой золотоносной формации, несут золото-кварцевую и шеелитовую минерализацию и, по-видимому, являются источником для формирования россыпей золота.

С позднемеловыми гранитоидами кольского комплекса, расположенными в пределах распространения метаморфических пород, связаны проявления и пункты минерализации тантало-ниобатов, урана и оловоносных пегматитов. С гидротермальными преобразованиями метаморфических пород, вызванными становлением позднемеловых интрузий диоритов и гранодиоритов, связаны небольшие рудопроявления золота малосульфидного кварцево-жильного типа.

С ортоклазовыми метасоматитами, завершающими формирование левоандриановского комплекса и локализованными в вулканогенных отложениях ирунейской и кирганикской свит, связаны медные и золото-медные с палладием проявления и пункты минерализации. Собственно с небольшими субщелочными интрузиями базит-гипербазитов левоандриановского комплекса связаны пункты минерализации, меди, золота, платиноидов и алмазов.

Миоценовые интрузии гранодиоритов лавкинского комплекса и сопровождавшие их гидротермальные преобразования вмещающих пород обусловили формирование медно-молибден-порфирировых проявлений и пунктов минерализации.

В пределах зоны выделяется один рудно-россыпной район, семь рудных узлов и два рудных поля вне рудных узлов.

Крутогоровский серебро-золоторудно-россыпной район (4.1 Au, Ag/K₂-Q) расположен на севере минерагенической зоны, охватывая бассейны рек Хим, Химка, Облуковина, верховья Кирганика и Андриановки. Рудно-россыпной район объединяет три промышленных — Капитанская, Майор (II-2-40), Дальний (II-2-34) и девять непромышленных россыпей (II-2-6, 9, 29, 30, 33, 38, 39, 42, 43) и шлиховые ореолы золота в верховьях рек Андриановка и Жупанка. Большая часть из них свя-

зана пространственно и генетически с гидротермально измененными черносланцевыми отложениями хейванской и хозгонской свит, вмещающими проявления (Майор П-2-35, Дальнее П-2-27) и пункты минерализации (Филиппа П-2-36, Лютик П-2-19) золото-кварцевой формации.

В процессе россыпе- и рудообразования наряду с метатерригенными образованиями хейванской и хозгонской свит высока роль базит-гипербазитов левоандриановского комплекса. Интрузивные тела комплекса, расположенные в верховьях р. Капитанская и руч. Филиппа, несут золотую и платиновую минерализацию, поэтому могут быть источниками россыпей.

Формирование обширных полей гидротермально измененных пород связано в основном с миоценовым этапом миоцен-плиоценовой эпохи рудообразования, в который происходило внедрение интрузий гранодиоритов лавкинского комплекса. К полям гидротермально измененных пород (окварцевание и пиритизация) приурочены проявления Дальнее и пункт минерализации Лютик.

Прогнозная оценка территории рудно-россыпного района по результатам ГМК-200 и ГДП-200 составляет: золота россыпного категории $P_1 - 0,6$ т, $P_2 - 0,2$ т, $P_3 - 0,6$ т и рудного золота категории $P_3 - 18$ т [393, 165].

Хим-Кирганикский прогнозируемый золото-меднорудный узел (4.0.1 Cu, Au/ K_2-N_1) расположен на севере Срединной рудной зоны в верховьях рек Кирганик, Хим и правобережье р. Ича в поле распространения осадочно-вулканогенных образований ирунейской, кирганикской свит, прорванных крупным миоценовым интрузивом лавкинского комплекса. В Хим-Кирганикский рудный узел объединены четыре комплексных проявления меди и золота (П-2-3, 5, 7, 12) меднорудной ортоклазовой золотосодержащей с платиноидами формации, одно проявление (П-2-14) и пункт минерализации (П-2-10) медно-молибден-порфиновой формации, одно проявление (П-2-11) и три пункта минерализации золото-серебряной формации (I-2-15, 16, 18).

Рудообразование в пределах узла связано как минимум с двумя эпохами: мел-эоценовой и миоцен-плиоценовой.

В мел-эоценовую эпоху в пределах вулканических комплексов ирунейской и кирганикской свит происходило образование полей ортоклазовых метасоматитов и связанных с ними проявлений меднорудной ортоклазовой золотосодержащей формации. Калиевый метасоматоз является характерной чертой данного типа минерализации и связывается с завершением становления левоандриановского комплекса, хотя интрузивных тел левоандриановского комплекса, вскрытых эрозией в пределах рудного узла, не установлено. Наиболее богатое медное оруденение локализуется в биотит-ортоклазовых метасоматитах и в зонах перехода в биотит-пироксен-ортоклазовые. Литолого-стратиграфическому фактору принадлежит роль в размещении и форме рудных тел внутри вулканогенных образований. На Кирганикском проявлении, наиболее изученном и представительном (эталонном) для данного формационного типа, рудные тела в метасоматитах располагаются кулисообразно, согласно с простираем вмещающих пород, имеют стратиформный линзовидный характер и крутое падение.

В миоцен-плиоценовую эпоху происходило образование проявлений и пунктов минерализации золото-серебряной и медно-молибден-порфиновой формации, которые связаны со становлением миоценового Кирганикского массива диорит-порфиритов и вулканитов кимитинского и кахтунского комплексов.

Структурный контроль в размещении оруденения в пределах рудного узла принадлежит к глубинным разломам северо-западного (Кирганикский) и северо-восточного (Агинский) простириания. В локализации золото-серебряного оруденения ведущая роль принадлежит разрывным нарушениям северо-восточного простириания. В локализации медно-молибден-порфировой минерализации безусловна магмо- и рудоконтролирующая роль Кирганикской (Левинсон-Лессинга) ВТС, на периферии которой расположен одноименный массив диорит-порфиритов.

Продуктивность рудного узла связана с меднорудной ортоклазовой золотосодержащей формацией. Именно здесь сосредоточено более 70 % апробированных прогнозных ресурсов меди территории листа и всей Камчатской области, локализованных в пределах Кирганикского проявления (II-2-12) (табл. 6).

Некоторые исследователи относили проявления меднорудной ортоклазовой золотосодержащей формации к медно-порфировому с золотом типу [10, 257, 423], что при сходстве рудной минерализации, являющейся основой для определения формационной принадлежности, неверно, так как в данном случае рудные тела расположены в метасоматически измененных вулканитах кирганикского комплекса на значительном удалении от потенциального источника рудоносных флюидов.

Зарубежным аналогом данной рудной формации, возможно, является тип месторождения Канделярия, открытого в Чили в начале 1990-х годов (366 млн т руды, меди – 1,08 %, золота – 0,25 г/т) [135].

Прогнозные ресурсы рудного узла по категории P_3 слагаются из оценки проявлений Сухое, Туманное, Хим, Позднее, Лазурное и составляют: меди – 898 тыс. т, золота – 39 т, серебра – 523 т [258, 221].

При дополнительных исследованиях данный формационный тип может стать профилирующим для территории и региона наряду с эпитермальным золото-серебряным и сульфидным медно-никелевым оруденением.

Площадь узла рекомендуется для постановки прогнозно-поисковых работ.

Крутогоровско-Андриановский прогнозируемый молибденово-меднорудный узел (4.0.2 Cu, Mo/ K_2-N_1) охватывает верховья рек Крутогорова, Квахона, Хейван и Андриановка. Рудный узел объединяет проявление Малахитовое (II-2-48) и пункты минерализации меди в комплексе с молибденом и золотом (II-2-49, 51, 52), пространственно и генетически связанные с миоценовыми гранодиоритами и диоритами лавкинского комплекса, сопровождаемые полями гидротермально измененных пород. Структурный контроль в размещении оруденения принадлежит разломам северо-западного простириания.

На проявлении Малахитовое прогнозные ресурсы меди по категории P_1 составляют – 1002 тыс. т, по категории P_2 – 852 тыс. т [259].

Прогнозные ресурсы рудного узла по категории P_3 составляют: меди – 150 тыс. т, молибдена – 17 тыс. т, золота – 6 т [395, 259].

Шаромский прогнозируемый молибденово-меднорудный узел (4.0.3 Cu, Mo/ K_2-N_1) расположен в бассейне рек Шаромская–Кенсол в поле развития пород кирганикской позднемиоценовой–палеоценовой и позднемиоценовой ирунейской свиты, прорванных позднемиоценовыми–палеоценовыми телами щелочных габброидов левоандриановского комплекса. В пределах рудного узла известен ряд проявлений и пунктов минерализации (III-2-2, 6, 8, 12, 14, 16, 19), относящихся к двум формационным типам: медно-молибден-порфировому на юге в бассейне р. Кен-

сол и меднорудному ортоклазовому на севере в районе Шаромского проявления. Структурный контроль в размещении проявлений и пунктов минерализации принадлежит к субмеридиональным разломам. А. И. Байков считал, что контроль в размещении минерализации Шаромского проявления принадлежит палеовулкано-структуре центрального типа [158, 10].

В пределах Шаромского рудного узла можно выделить не менее двух продуктивных эпох, связанных с левоандриановским и лавкинским плутоническими комплексами.

Прогнозные ресурсы Шаромского рудного узла по категории P_3 составляют сумму ресурсов по Шаромскому рудному полю и Кенсольскому рудному полю с медно-молибден-порфирировым оруденением: меди – 250 тыс. т, молибдена – 6 тыс. т, золота – 6 т [153, 421].

Лунтосский прогнозируемый серебро-золоторудно-россыпной узел (4.0.4 Au, Ag/ K_2 –Q) представлен тремя непромышленными россыпями: руч. Золотой (IV-2-16), руч. Эпоколца (IV-2-20) и р. Пеница (IV-2-26), а также коренными проявлениями Дождливое (IV-2-12) – золото-сульфидной и Восточное (IV-2-14) – золото-серебряной формации и пунктом минерализации (IV-2-17), относимым к золото-кварцевой формации.

Рудообразование происходило на протяжении двух эпох. Мел-эоценовая минерагеническая эпоха связана со становлением позднемеловых гранитоидов кольского комплекса, а миоцен-плиоценовая – с внедрением миоценовых гранодиоритов лавкинского комплекса и вулканитами кимитинского комплекса. Формирование россыпей связано с современными аллювиальными отложениями.

Структурный контроль оруденения осуществляется субмеридиональным Шаромским разломом, вдоль которого вытянут прогнозируемый рудно-россыпной узел. Разрывному нарушению северо-западного простирания, вдоль которого размещаются рудопроявления Восточное и Дождливое, отдается рудо локализирующая роль. Гидротермальные изменения пород в пределах рудопроявлений (серицит + хлорит, смектит + хлорит, смектит + иллит, серицит, иллит, каолинит) характерны для эпитермального золото-серебряного типа оруденения [260].

В северной части прогнозируемого рудно-россыпного узла, в бассейне р. Лунтос, выявлены многочисленные вторичные геохимические ореолы рассеяния золота, серебра, молибдена, меди, никеля, хрома. Имеются шлиховые потоки золота и ореол золота и шеелита (IV-2-4), вытянутый в субширотном направлении. На площади выявлены два вторичных ореола рассеяния серебра суммарной площадью более 30 км² с рядовыми содержаниями в рыхлых отложениях (1–50 г/т) и ураганными (500, 1000 г/т).

Источниками россыпей служат метатерригенные черносланцевые образования хейванской и хозгонской свит, содержащие поля кварцевых метасоматитов.

Прогнозные ресурсы категории P_3 составляют: золота – 30 т и серебра – 50 т [381].

Дукукский прогнозируемый медно-никелеворудный узел (4.0.6 Ni, Cu/ K_2 – P_2) расположен на юге Срединной минерагенической зоны в поле распространения филлитовых сланцев хейванской свиты, обрамляющих с юго-запада и востока выходы кристаллического основания Срединно-Камчатского горст-антиклинория, прорванных телами базит-гипербазитов дукукского комплекса, несущими сульфидную медно-никелевую минерализацию, и гранитоидами кольского комплекса.

В настоящее время в пределах рудного узла выявлено порядка 50 сульфидных проявлений и пунктов минерализации гидротермального и магматического генезиса. Проявления в пределах рудного узла имеют разную степень изученности. Наиболее изученные и перспективные показаны на карте. Это 10 проявлений: Тундровое (IV-1-10), Квинум (IV-1-15), Ясное (IV-1-18), Кортландитовое (IV-1-20), Северное (IV-2-36), Правокихчикское (Кувалорог) (IV-2-41), Нижнемедвежье (IV-2-43), Снежное (IV-2-45), Оленье (IV-2-48), Дукукское (IV-2-34) и восемь пунктов минерализации медно-никелевой сульфидной формации (IV-1-11, 12, 13, 14, 19; IV-2-29, 37, 46).

Все они, кроме проявления Дукукское (IV-2-34) и одного пункта минерализации (IV-2-29), концентрируются в Квинум-Кувалорогской надвиговой зоне северо-западного простирания и юго-западного падения (Квинумский разлом), осложненной последующими нарушениями северо-восточного простирания. Согласно с общей структурой вмещающих метатерригенных образований рудоносные базит-гипербазитовые интрузии вытянуты в северо-западном направлении.

Рудопроявления и пункты минерализации сульфидной медно-никелевой формации пространственно и генетически связаны с дукукским комплексом, относимым к перидотит-пироксенит-норитовой (норит-кортландитовой) формации (формации никеленосных роговообманковых базитов по С. С. Зимину).

Продуктивная эпоха рудогенеза сульфидной медно-никелевой формации связана с внедрением и становлением базит-гипербазитовых интрузий дукукского комплекса, которое с учетом новых данных о возрасте пород комплекса происходило в два этапа. Вероятно, в эоцене произошла гидротермальная переработка и переотложение сингенетических вкрапленных сульфидных руд в позднемеловых телах базит-гипербазитов, связанное с тектоно-магматической активизацией, и формирование богатых сплошных и прожилково-гнездовых рудных тел. Об этом косвенно свидетельствует то, что интрузивные тела дукукского комплекса претерпели несколько этапов метаморфизма: аутометасоматоз, региональный и наложенный гидротермальный метаморфизм.

Породы рудоносных тел дукукского комплекса в ряде случаев метаморфизованы в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма и представляют собой тальк-хлорит-флогопит-тремолитовые породы, иногда значительно окварцованные и рассланцованные согласно со структурой вмещающих метатерригенных образований.

В пределах рудного узла выделяются прогнозируемые рудные поля: Квинумское (проявления – Квинум IV-1-15, Тундровое IV-1-10, Ясное IV-1-18, Кортландитовое IV-4-20), Кувалорогское (проявления – Правокихчинское IV-2-41, Северное IV-2-36, Медвежье IV-2-43, 46) и Дукукское (IV-2-34) с одноименным массивом [82, 175]. Прогнозная оценка ресурсов проводилась с учетом сведений по перечисленным проявлениям.

Апробированные прогнозные ресурсы по Дукукскому рудному узлу по категории P_2 составляют (тыс. т): никеля – 645, меди – 282, кобальта – 40 [423].

Прогнозная оценка рудного узла проведена по материалам поисковых работ [220]. Прогнозные ресурсы по рудному узлу по категории P_3 , с учетом наиболее изученных проявлений Тундровое и Квинум, составляют (тыс. т): никеля – 222, меди – 63, кобальта – 8.

Порожисто-Гольцовский серебро-золоторудно-россыпной узел (4.0.6 Au, Ag/K₂-Q) расположен на юге Срединной минерагенической зоны, в поле развития метатерригенных «черносланцевых» образований хейванской и хозгонской свит. На севере рудно-россыпной узел ограничен долиной р. Лев. Кихчик. В пределах узла известно 11 россыпей золота (IV-1-25; IV-2-50; V-2-2, 6, 8, 9, 13, 17, 22, 25, 26), в том числе шесть промышленных, два проявления золото-кварцевой формации – Утинское (V-2-7) и Гранитное (V-2-16) и три пункта минерализации (V-2-12, 23, 28). Узел включает в себя рудно-россыпные поля Утинское, Утуй, Камешковое, Гольцовское. Наличие обширного шлихового ореола золота, который охватывает практически все водотоки, является безусловно положительным фактором для обнаружения новых россыпей и проявлений золота. Рудопроявления золота Утинское и Гранитное окружены шлиховым ореолом шеелита.

Практически все комплексы пород содержат углеродистое вещество (как правило графит), иногда тонкий рассеянный пирит.

Рудообразование связано с гранитоидами кольского комплекса. Их роль, вероятно, заключается в термальной проработке вмещающих черносланцевых образований хозгонской и хейванской свит и концентрации золотой минерализации в виде проявлений и пунктов минерализации золото-кварцевой формации. Образование россыпей происходило в современный этап.

В пределах рудно-россыпных полей по данным литогеохимического опробования были подсчитаны прогнозные ресурсы золота по категории P₂. На Утинском поле прогнозные ресурсы по коренным образованиям составляют 1,5 т категории P₃ [283]. Ввиду малых содержаний золота (1–5 г/т) и незначительных параметров рудных тел данный объект к дальнейшему исследованию не рекомендуется. По россыпи руч. Утинский прогнозные ресурсы категории P₁ составляют 200 кг [175]. С учетом забалансовых запасов – 100 кг общая золотоносность составит 300 кг.

Рудно-россыпное поле Камешковое объединяет золото-кварцевое проявление Гранитное (V-2-16), россыпи рек Камешкова, Половинчик и непромышленную россыпь руч. Михайловский. Прогнозные ресурсы P₃ проявления Гранитное подсчитаны на основании литохимического опробования, составляют 44 т [157]. Исходя из крайне невыдержанных содержаний (сотые доли г/т золота и редкие ураганные концентрации), несмотря на большое количество жильной массы рекомендовать это проявление для дальнейших поисковых работ можно лишь как объект второй очереди. Россыпи рек Камешкова, Половинчик, Быстрая и руч. Михайловский несут 347 кг забалансовых разведанных запасов. Но при этом осталась недоразведанной террасовая россыпь долины р. Камешкова. Прогнозные ресурсы категории P₁ вышеописанных россыпей оцениваются в 500 кг [175]. Площадь Камешкового рудно-россыпного поля может быть рекомендована к старательской отработке.

Гольцовское рудно-россыпное поле занимает наибольшую из перечисленных площадь (более 100 км²). Объединяет в себе проявления Среднее Гольцовское I и II, Ближнее Гольцовское и россыпные месторождения Дальней, Средней и Ближней Гольцовок.

Все проявления по данным литохимического опробования вторичных ореолов характеризуется прогнозными ресурсами золота по категории P₃ в количестве 15 т, по данным опробования первичных ореолов та же категория ресурсов характеризуется 4 т [283]. По всей видимости, второе значение более достоверно.

На месторождениях россыпного золота Дальняя Гольцовка и Средняя Гольцовка в качестве разведанных забалансовых запасов учтен 241 кг золота, при этом прирост запасов возможен при доразведке пойменных россыпей. Горные выработки вблизи русел этих рек показали наличие промышленных концентраций золота, и эти содержания оказывались в несколько раз выше, чем на разведанных террасовых россыпях. Прогнозные ресурсы категории P_1 недоразведанных пойменных россыпей Дальней и Средней Гольцовок оцениваются в 400 кг [175]. Исходя из вышесказанного, в случае изменения конъюнктурного спроса на золото возможна разведка пойменных отложений и отработка россыпей этих рек.

Апробированные прогнозные ресурсы россыпного золота по руднороссыпному узлу составляют по категории P_3 30 т.

Кагнисинский прогнозируемый редкометалльно-медно-молибденоворудный узел (4.0.7 Mo, Cu, R/ K_2-N_1) охватывает бассейны рек Кагнисин, Утудомец, Юртиная, Прав. Воровская. Объединяет в себе проявление молибдена и меди Красногорское (III-2-38), молибдена Безымянное (IV-2-9), тантала, ниобия – проявление Аномальное (III-2-30), проявление урана Первенец (IV-2-13) и пункты минерализации урана (III-2-23; IV-2-8, 11), проявление Верхнеюртиное (III-2-29) и пункты минерализации (III-2-29, 31, 32, 36) золота, проявление олова Секретное (III-2-34), проявление марганца (III-2-35), пункты минерализации никеля (IV-2-2, 3) и меди (III-2-2, 3, 7). В пределах рудного узла отмечен шлиховой ореол монацита (III-2-26) и геохимические ореолы урана (III-2-22, 25).

Основные рудные формации – медно-молибден-порфировая, редкометалльная пегматитовая, урановая березитовая, золото-серебряная.

Редкометалльная пегматитовая и урановая березитовая рудные формации связаны со становлением позднемеловых гранитоидов кольского комплекса, медно-молибден-порфировая и золото-серебряная формации связаны с миоценовыми гранодиоритовыми интрузиями лавкинского комплекса, в том числе и не вскрытых эрозией.

Структурный контроль оруденения осуществляется разнонаправленными разрывными нарушениями, среди которых преобладают субмеридиональные разломы (Шаромский и Воровской), в меньшей мере – северо-западные и северо-восточные. Практически все рудопроявления сопровождаются полями кварцевых метасоматитов и пиритизацией. Проявление тантало-ниобатов приурочено к телу серицит-кварц-калишпат-альбитовых метасоматитов.

В пределах прогнозируемого Кагнисинского рудного узла рекомендуется провести поисковые работы с целью выявления медно-молибденовых и тантало-ниобиевых месторождений. Прогнозные ресурсы по категории P_2 по рудопроявлению Аномальное составляют: ниобия – 1,4 тыс. т, тантала – 0,07 тыс. т [151].

На площади Красногорского рудопроявления рекомендуется проведение поисково-оценочных работ с оценкой оруденения на глубину. Прогнозные ресурсы категории P_1 : молибдена – 49 тыс. т, меди – 181 тыс. т [151].

Перспективной на поиски урановой минерализации является площадь развития позднемеловой интрузии гранитоидов кольского комплекса в бассейне р. Прав. Воровская.

Прогнозные ресурсы категории P_3 по прогнозируемому рудному узлу составляют: меди – 260 тыс. т, молибдена 4 тыс. т, золота – 310 т, серебра – 13 т [151, 393].

Наличие заказника «Сурчинный», охватывающего бассейны рек Лунтос, Кагнисин, Утудумиц, Юртиная, создает некоторые проблемы для проведения исследовательских работ и снижает перспективы освоения территории.

Шанучское медно-никелеворудное поле (4.0.0.1 Ni, Cu/K₂-P₂) расположено на севере Срединной минерагенической зоны. Включает одноименное месторождение (П-2-2) и проявления Графитовое и Геофизическое.

Среди локальных факторов и признаков прогнозирования оруденения в пределах рудного поля необходимо отметить: магматические, структурные, геохимические, минералогические, геофизические, геоморфологические.

Магматические критерии определяются связью медно-никелевого оруденения с измененными базит-гипербазитами.

Структурные критерии определяются локализацией никеленосных интрузивов в зонах дробления, брекчирования, связанных с субширотными разрывными нарушениями в пределах Шанучского гранито-гнейсового купола. Наряду с разрывными нарушениями, определенная роль в локализации оруденения принадлежит и складчатой структуре метаморфических пород, являющихся древнейшими образованиями в пределах рудного поля. Внедрение тел базит-гипербазитов происходило согласно общему направлению кливажа на крыльях складок.

Минералогические критерии и признаки имеют особенно важное поисковое значение. Это такие прямые признаки, как сульфидная вкрапленность в породах (пирит, пирротин, пентландит, халькопирит), характерные гипергенные минералы (малахит, азурит, вторичные минералы никеля в виде примазок или черных сажистых налетов). Весьма эффективным признаком, указывающим на возможность обнаружения в данном районе медно-никелевых руд, является своеобразие их зон гипергенеза. В результате процессов окисления и выщелачивания практически все выходы медно-никелевых руд на поверхности имеют характерную ржаво-бурую или черно-бурую окраску, обусловленную наличием гидроокислов железа, марганца и вторичных минералов.

Геохимические критерии и признаки установлены при обработке результатов геохимических поисков и представлены комплексом элементов, образующих первичные и вторичные ореолы и потоки рассеяния, связанные с рудоносными телами базитов. Первичные ореолы характеризуются высокими содержаниями никеля, кобальта, меди, хрома, серебра, золота. Вторичные ореолы в значительной мере повторяют форму и состав первичных ореолов. Смещение ореолов рассеяния под рудными телами, даже в условиях сильно расчлененного рельефа незначительно, и поэтому наличие таких аномалий свидетельствует о возможном нахождении рудных залежей. По водотокам, дренирующим участки развития медно-никелевого оруденения, отмечаются хорошо выдержанные потоки рассеяния никеля, меди, кобальта, мышьяка, золота. Интенсивность потоков находится в прямой зависимости от уровня эрозионного среза рудоносных тел.

Рудные залежи и зоны измененных пород обладают резко отличными физическими свойствами по сравнению с вмещающими породами. Одним из основных поисковых геофизических признаков является наличие локальной положительной магнитной аномалии интенсивностью не менее 100 нТл. Аномалии поляризуемости представляют интерес при интенсивности 3° и более, особенно при совпадении в плане с магнитными аномалиями. Значение электрического сопротивления не является определяющим фактором для данных комплексных аномальных зон, но заслуживает внимания при кажущемся сопротивлении более 1500 Ом • м.

Геоморфологические критерии заключаются в том, что на участках развития рудоносных тел часто наблюдаются поверхности выветривания и отрицательные формы рельефа, обусловленные процессами избирательного окисления и выщелачивания руд и более быстрым разрушением рудовмещающих пород по сравнению с окружающими их разностями.

В настоящее время в пределах рудного поля ведутся работы ЗАО «НПК «Геотехнология». Рудная залежь № 1 подготовлена для промышленного освоения, на флангах рудного поля ведутся поисковые работы.

Апробированные прогнозные ресурсы по Шанучскому рудному полю по категории P_1 составляют: никеля – 120 тыс. т, меди – 20 тыс. т, кобальта – 1,4 тыс. т, золота – 0,5 т, платиноиды – 1,6 т; по категории P_2 : никеля – 160 тыс. т, меди – 58 тыс. т, кобальта – 11 тыс. т, золота – 1 т, платиноиды – 2 т [423]. Прогнозные ресурсы по категории P_3 составляют (тыс. т): никеля – 100, меди – 30, кобальта – 10 [436, 437].

Туманное прогнозируемое серебро-золоторуднороссыпное поле (4.0.0.2 Au, Ag/ K_2 -Q) расположено в верховьях р. Озерная Камчатка, объединяет одноименное проявление золото-кварцевой формации (III-2-21), локализованное в пределах «черносланцевой» хейванской свиты, и непромышленную россыпь Пади Поперечная (III-3-24). На размещение золотой минерализации здесь влияет литолого-стратиграфический фактор – филлиты отличаются повышенной углеродистостью (0,3–1 %) и вмещают кварцевые жилы и зоны кварцевого прожилкования. Структурный контроль размещения оруденения осуществляется пересечением двух разломов – глубинного субмеридионального Шаромского и субширотного.

Прогнозные ресурсы рудного поля Туманное по категории P_3 составляют: коренного золота – 14 т, серебра – 13 т, россыпного золота – 0,2 т [393, 165].

Площадь рудного поля заслуживает внимания и рекомендуется для постановки поисковых работ (масштаба 1 : 10 000) на выявление месторождения золото-кварцевой и золото-черносланцевой формации.

ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКАЯ МЕДНО-ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СУБПРОВИНЦИЯ

Восточно-Камчатская минерагеническая субпровинция в пределах территории расположена на северо-востоке листа, соответствуя одноименной металлогенической провинции на Геологической карте и карте полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа масштаба 1:1 500 000 [21]. В составе субпровинции прогнозируется одна минерагеническая зона – Валагинско-Карагинская хромово-медно-золоторудная.

Валагинско-Карагинская прогнозируемая хромово-медно-золоторудная минерагеническая зона (6 Au, Cu, Cr/K-Q) включает в себя немногочисленные проявления, пункты минерализации, шлиховые и геохимические ореолы металлических полезных ископаемых в пределах хребтов Валагинский, Тумрок, Кумроч в поле выходов мел-эоценовых образований. В общем очертании соответствует одноименной зоне на геохимической основе комплекта карты [414].

В пределах минерагенической зоны прогнозируются Ветловский марганцеворудный и Шапинско-Толбачинский золоторуднороссыпной районы и Кумрочский серебро-золоторудный узел вне района.

Выделяются палеоцен-раннеэоценовый, плиоцен-эоплейстоценовый этапы рудообразования и неоплейстоцен-голоценовый этап россыпеобразования. В палеоцен-раннеэоценовый этап в пределах Ветловского прогнозируемого рудного района сформировалась марганцевая терригенно-карбонатная рудная формация в вулканогенно-кремнистых образованиях ветловской серии. В плиоцен-эоплейстоценовый этап в пределах Кумрочского прогнозируемого рудного узла формировались проявления и пункты минерализации золото-серебряной формации, парагенетически связанной с интрузивными телами быстринского комплекса. Неоплейстоцен-голоценовый этап характеризуется образованием россыпных проявлений золота в пределах Кумрочского россыпного узла. Россыпепроявления и шлиховые ореолы в аллювиальных отложениях формировались при размыве как коренных источников, так и промежуточных коллекторов, каковыми являются ледниковые и водно-ледниковые отложения. С этим же этапом связано формирование термальных источников, проявлений кирпичных глин, гипса и серы.

Основные перспективы минерагенической зоны на полезные ископаемые связаны с оценкой Кумрочского рудного узла, Щапинско-Толбачинского рудно-россыпного района на золото и серебро, Ветловского рудного района на марганец.

Ветловский прогнозируемый марганцеворудный район (6.1 Mn/P₁₋₂) включает в себя проявление (I-6-11) и пункты марганцевой минерализации (I-6-2, 3, 5, 19). Соответствует перспективному Очердинскому узлу на геохимической основе [414].

Ведущими факторами прогнозирования ресурсов марганца являются: литолого-стратиграфический по распространению кремнисто-вулканогенных отложений ветловской серии и геохимический по потокам рассеяния.

Площадь локализации проявлений и пунктов минерализации марганца выделена в Ветловскую прогнозируемую марганцевую рудную зону. Протяженность зоны 48 км, ширина 16 км, площадь 680 км. Пропитанные пиролюзитом и псиломеланом породы наблюдаются в виде пластов и линз мощностью от 10 см до 35 м, прослеженная протяженность которых не превышает 40 м. По генезису и форме рудных тел проявления марганца отвечают типу стратифицированных залежей в вулканогенно-осадочных толщах.

Апробированные прогнозные ресурсы марганцевой руды по категории P₃ составляют 25 млн т, при среднем содержании MnO 27 % [423].

Щапинско-Толбачинский прогнозируемый золоторуднороссыпной район (6.2 Au/K—P₂, Q) объединяет проявление горы Крыша (II-5-15) и пункты минерализации (II-4-5, 10) золота, проявление Попутное (II-5-16) и пункт минерализации (II-5-14) хрома, а также пункт минерализации (II-4-8), три вторичных ореола (I-5-5; II-4-7, 11) и потоки рассеяния (II-4-3, III-4-2) платины. Кроме того, в пределах зоны известно два пункта минерализации алмазов — Озерное (II-4-9) и Попутное (II-5-17), связанных с пикритами попутновского вулканического комплекса.

Перспективы прогнозируемого золоторуднороссыпного района связываются с участками горы Крыша и р. Китильгина, на которых проводились полевые исследования. Основные рудные формации золото-серебряная (золото-сульфидная) и хромитовая с платиноидами.

Площадь участка горы Крыша сложена меловыми и позднемеловыми—палеоценовыми вулканогенными образованиями голубовской и попутновской толщ, интрузиями ультрабазитов и базитов (карагинский габбро-перидотитовый и остан-

цовский габбро-диоритовый комплексы). На северо-восточных склонах горы Крыша развиты вторичные кварциты на площади 2000×1200 м, в которых выделяются интервалы мощностью до 5 м с содержанием золота до 5,9 г/т, серебра — до 3,6 г/т, меди — до 1 % и потоки рассеяния золота и серебра по ручьям, стекающим с северного склона горы Крыша (золота от 0,012 до 4,8 г/т, серебра — до 7,2 г/т). Поток рассеяния с наиболее значимыми содержаниями золота от 0,69 до 3,93 г/т имеет протяженность 3 км (руч. Быстрый). Рудные тела выделяются по опробованию. Прогнозные ресурсы по категории P_3 : золота — 150 т и серебра — 225 т [394] представляются обособленными. Апробированные прогнозные ресурсы золота по участку горы Крыша составляют по категории P_2 — 30 т [423].

Что касается участка р. Китильгина, то здесь заслуживают внимания зоны гидротермально измененных пород, приуроченных к разрывам северо-восточного направления, залеженным на восточном плече Центрально-Камчатского рифта, и несущих золотое оруденение. Это же относится и к участку горы Крыша. Перспективы участков горы Крыша и р. Китильгина повышаются, если учесть, что на восточном плече Центрально-Камчатского рифта также располагаются высокоперспективные золото-серебряные рудопоявления Кумроч и Круча.

Учитывая аналогичные геологические условия на участке рек Китильгина, Кумроч и Круча, можно ожидать по участку р. Китильгина наличие сопоставимых прогнозных ресурсов категории P_3 : золота — 100 т и серебра — 150 т.

Кумрочский прогнозируемый серебро-золоторудный узел (6.0.1 Au, Ag/N₂-Q) включает два проявления — Кумроч (I-6-12) и Круча (I-6-16), а также три пункта минерализации (I-6-9, 10, 18) золото-сульфидного минерального типа золото-серебряной формации. Границы рудного узла подчеркиваются шлиховым ореолом золота, киновари, галенита, сфалерита (I-6-8).

Рудообразование произошло в плиоцен-эоплейстоценовый минерогенический этап, пространственно и парагенетически связано с интрузией диорит-порфириров — габбродиоритов быстринского комплекса, комагматичной тумрокскому комплексу. Перспективы и прогнозная оценка территории на данный вид полезных ископаемых ограничены площадью распространения вышеназванной интрузии, в основном ее периферийных частей, представленных небольшими телами и дайками преимущественно кварцевых диоритов и диоритовых порфириров. Основополагающую роль при этом имеет наличие кровли терригенных отложений дроздовской свиты, являвшейся экраном на пути минерализованных растворов. Физические свойства пород кровли способствовали концентрации основной массы оруденения в апикальных частях интрузивных тел.

Рудоконтролирующая роль в размещении оруденения принадлежит разрывным нарушениям северо-северо-восточного простирания, с выраженной правосторонней сдвиговой составляющей. В сопряженных трещинах отрыва северо-восточного простирания формировались жильные рудные тела проявлений Кумроч и Круча с золото-серебряным оруденением.

Необходимо отметить, что кроме золото-серебряного оруденения субвулканические тела тумрокского комплекса в пределах рудного поля характеризуются золото-медно-порфирировым типом минерализации, представленным альбит-кварцевым штокверком, в котором отмечены прожилки и вкрапленность магнетита, пирита, халькопирита. Содержание золота в нем достигает 10,4 г/т (обычно 0,3–3 г/т), серебра менее 5 г/т, меди до 1,5 %. Этот тип минерализации надстраи-

вает гидротермальную систему снизу и позволяет считать рудопроявление Кумроч телескопированным, полиформационным объектом, что увеличивает его минерагенический потенциал.

По данным ЗАО «Быстринская горная компания», проводящего работы в пределах Кумрочского рудного поля, прогнозные ресурсы рудопроявления Кумроч по категории P_1 составляют: золота – 34 т, серебра – 115 т при средних содержаниях соответственно – 16,4 и 56,3 г/т. Прогнозная оценка Кумрочского рудного узла по категории P_3 , проведенная при проектировании работ, составляет: золота 124 т и серебра 410 т.

Апробированные прогнозные ресурсы категории P_2 Кумрочского рудного поля составляют 4 млн т руды, 60 т золота и 180 т серебра, складываются из ресурсов прогнозируемых месторождений Кумроч и Круча. Авторская оценка предшественников отличается от апробированной и составляет (прогнозные ресурсы рудного поля Кумроч по категории P_2): золота – 169 т и серебра – 560 т [381].

Исходя из изложенных данных, наибольший интерес в настоящее время представляет северная часть прогнозируемого месторождения Кумроч (междуречье ручьев Шишовский и Фирновый), достаточно глубоко вскрытая эрозией. Приращение перспектив возможно за счет изучения на глубину южного фланга месторождения, где во вторичных ореолах выявлены аномалии с концентрацией золота более 0,1 г/т и серебра – более 1 г/т, одна из которых расположена в истоке р. Быстрая и занимает площадь около 0,1 км² [381]. Кроме того, в верховье правого истока реки в потоке рассеяния установлена комплексная аномалия с высоким уровнем концентрации золота и меди и со средним уровнем концентрации свинца и молибдена (золото-медно-порфировый тип).

КУРИЛО-ЮЖНО-КАМЧАТСКАЯ СЕРЕБРО-ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СУБПРОВИНЦИЯ

В составе субпровинции на территории листа выделяется **Южно-Камчатская серебро-золоторудная минерагеническая зона (8 Au, Ag/N₁-Q)**, которая включает Авачинский серебро-золоторуднороссыпной и Южно-Камчатский серебро-золоторудный районы.

Продуктивная рудная формация в пределах зоны, определяющая ее минерагеническую специализацию, – золото-серебряная. Основной минерагенической эпохой, в которую сформировались основные золото-серебряные месторождения и перспективные проявления, является плиоцен-четверичная. В миоцен-плиоценовую минерагеническую эпоху были сформированы лишь немногочисленные проявления и большинство пунктов минерализации [78].

Авачинский серебро-золоторудно-россыпной район (8.1 Au, Ag/N₁-Q) расположен на севере минерагенической зоны в бассейне р. Авача и распространяется до западных отрогов Ганальского хребта.

Рудные объекты в пределах района относятся к золото-серебряной формации, представлены шестью проявлениями: Воеводское (IV-2-28), Скалистое (IV-3-1), Звездная Даль (IV-3-2), Рвушее (IV-3-7), Удачное (IV-3-10), Китхойское (IV-3-21), тремя пунктами минерализации (IV-2-25, 42; IV-3-4). Все они пространственно и генетически связаны с плиоценовыми субвулканическими телами тумрокского или интрузивными телами быстринского комплекса, за исключением Воеводского проявления, находящегося в поле миоценового южнобыстринского комплекса.

Практически все проявления золото-серебряной минерализации сопровождаются полями гидротермально измененных пород от аргиллизитов до вторичных кварцитов. Размещение оруденения контролируется ВТС – Китхойской и Бакенингской, положение которых в свою очередь определяется глубинным Петропавловским разломом северо-западного простирания.

В пределах района известно два пункта минерализации меди (IV-2-25, 47) неопределенной формационной принадлежности, приуроченных к полям метасоматически измененных пород по периферии Ганальского горста.

Россыпи золота в пределах района, за исключением руч. Иудумич (IV-2-28), которая практически отработана, все – непромышленные (IV-2-30, 32, 40, IV-3-11, 24, 33, 34; V-2-3, 5, 18). Практически все россыпи приурочены к полям развития докайнозойских образований и их метасоматических изменений. Источником многочисленных шлиховых ореолов среди плиоценовых вулканогенных пород являются золото-серебряные проявления.

Прогнозные ресурсы по Авачинскому серебро-золоторудному району по категории P_2 составляют (т): золота – 38, серебра – 530; прогнозные ресурсы категории P_3 : золота – 10, серебра – 125 [126].

Южно-Камчатский серебро-золоторудный район (8.2 Au, Ag/ N_1 –Q) включает в себя Левобыстринский и Банно-Карымшинский прогнозируемые серебро-золоторудные узлы, Вилучинский серебро-золоторудный узел и Асачинское рудное поле вне рудных узлов.

Левобыстринский прогнозируемый серебро-золоторудный узел (8.2.1 Au, Ag/ N_1 –Q) расположен в пределах Малкинско-Петропавловской складчато-глыбовой зоны поперечных дислокаций. Система сдвиговых нарушений северо-западного простирания, ярко выраженная градиентами в магнитном и поле силы тяжести, является главной рудоконтролирующей структурой в пределах рудного узла.

Прогнозируемый рудный узел характеризуется набором мелких проявлений и немногочисленных пунктов минерализации золота (V-2-21; V-3-20, 23, 31), серебра, меди. Наиболее крупное из них Тополек (V-3-8) расположено на севере рудного узла. Все рудные образования ассоциируют с субвулканическими телами и породами южнобыстринского комплекса, иногда попереченной и беляевской толщ. Проявление меди Медное (V-3-13) условно медноколчеданной рудной формации расположено на периферии массива ахомтенского комплекса.

Оценка прогнозных ресурсов по категории P_2 составляет (т): золота – 7, серебра – 34, по категории P_3 : золота – 14, серебра – 67 [126].

Банно-Карымшинский прогнозируемый серебро-золоторудный узел (8.2.2 Au, Ag/ N_1 –Q) расположен в бассейне одноименных рек на западе Южно-Камчатского района. В структурном плане все рудные поля и их проявления расположены в пределах Банно-Карымшинской депрессионной ВТС. Основная масса выявленных проявлений золото-серебряной формации расположена в пределах площадей Банной и Карымшинской ВТС второго порядка. Большинство проявлений (Придорожное, Малыш, Верхнебыстринское, Геофизическое, Карымшинское, Порожистое, Халзан) приурочено к внешним кольцевым разломам этих структур. Почти все они, кроме Порожистого и Придорожного, расположены в зоне влияния Гольцовского глубинного разлома, который в северо-западном направлении пересекает Банно-Карымшинскую ВТС и возможно предопределил ее возникновение. Разлом является основным региональным рудоконтролирующим фактором.

Территория Банно-Карымшинского рудного узла – около 1950 км² при удельной продуктивности образующей его формации 33 кг/км² [175]. Прогнозные ресурсы по категории P₃ (на глубину 250 м) составляют около 65 т золота и 260 т серебра. При этом в площадь Банно-Карымшинского рудного узла входят несколько рудных полей, наиболее перспективным из которых является Порожистое. На нем проведены поисковые работы, в результате которых по трем наиболее продуктивным жильным телам было выделено 11 рудных интервалов с суммарными прогнозными ресурсами по категории P₂ – золота 21,6 т, серебра 60,1 т [323]. В последующие годы на площади проявления в его центральной части была проведена литохимическая съемка, по результатам которой подсчитаны ресурсы категории P₃ (т): золото – 77,4, медь – 1490, молибден – 138, свинец – 6050. В непосредственной близости от проявления Порожистое находятся пункты минерализации Ветвистый и Каменистый. В результате работ, проведенных ОАО «КАМГЕО» в 1996–1997 гг., были обнаружены новые рудные объекты, которые позволяют предполагать, что рудные тела пункта минерализации Каменистый являются продолжением жильной зоны Порожистая. Это в значительной мере повышает перспективы рудного поля. Кроме того, были обнаружены рудные точки (развалы кварца с размерами глыб более 1 м), позволяющие предположить наличие рудных тел, объединяющих проявление Порожистое и пункт минерализации Ветвистый.

Следующим по значимости является Карымшинское рудное поле, которое включает проявления Карымшинское, Геофизическое и пункт минерализации Скелетный, а также Банное и Плотниковское рудные поля.

Апробированные прогнозные ресурсы рудного узла по категории P₂ составляют: золота – 30 т, серебра – 115 т, по категории P₃: золота – 10 т и серебра – 38 т.

Оценка прогнозных ресурсов по результатам ГДП-200 [175] приведена в табл. 6.

Вилучинский серебро-золоторудный узел (8.2.3 Au, Ag/N₁–Q) расположен в междуречье Паратунки и Фальшивой. В его пределах выделяются два рудных поля – Родниковое, включающее одноименное месторождение (VI-3-3), проявление Вилучинское (V-3-60), Рогатка, Быстринское (VI-3-1), Карбонатное (VI-3-2) и Мутновское рудное поле с одноименным проявлением (VI-3-5). Кроме того, в состав рудного узла включено рудопроявление Центральное (V-3-57) и два пункта минерализации по р. Паратунка (V-3-56, 59).

Месторождение Родниковое и проявления приурочены к вулcano-тектоническим структурам, размещение которых контролируется Южно-Камчатской системой сбросов и широтным Большебанном разломом. Рудолокализирующими структурами в пределах рудных полей являются разрывные нарушения субмеридионального простирания.

Практически проявления и месторождение Родниковое локализованы в пределах субвулканических образований, слагающих центральную часть вулcano-тектонических структур: Родниковое в пределах габбро-диоритов первой фазы ахотенского комплекса, Мутновское в пределах сложной постройки, низы которой сложены карымшинским комплексом, прорванной субвулканическими телами веселовского комплекса.

Апробированные прогнозные ресурсы по Вилучинскому серебро-золоторудному узлу по категории P₁ составляют: золота – 70 т и серебра – 588 т, прогнозные ресурсы категории P₃ составляют: золота – 14 т и серебра – 67 т.

Асачинское серебро-золоторудное поле (8.2.0.1 Au, Ag/N₁-Q) приурочено к Асачинской палеовулканической постройке, сформировавшейся на пересечении Южно-Камчатской системы рудоконтролирующих сбросов, Мутновского глубинного разлома северо-восточного простирания и Ходуткинской субширотной зоны повышенной проницаемости. Южно-Камчатская система сбросов представляет собой серию разломов субмеридионального простирания, которые выполняют роль основных рудовмещающих структур. Ходуткинская зона повышенной проницаемости, представляющая собой серию субширотных сбросо-сдвигов, ограничивает распространение оруденения [78]. Установлена пространственная приуроченность золотосодержащих жил к гидротермально измененным субвулканическим телам андезидацитов голыгинского комплекса. Рудные тела Асачинского месторождения расположены в полях развития эпидот-альбит-хлоритовых пропилитов и связаны с зонами околотрещенных метасоматитов, характерными минералами которых являются адуляр, гидрослюда, монтмориллонит, ректорит, корренсит, серицит, кварц – типичные для золото-серебряной формации.

Апробированные прогнозные ресурсы по Асачинскому рудному полю по категории Р₁ составляют: золота – 15 т и серебра – 23 т.

Месторождение подготавливается к освоению ЗАО «Тревожное зарево».

ПРИОКЕАНСКАЯ МЕДНОРУДНАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СУБПРОВИНЦИЯ

Провинция выделяется вслед за предшественниками и включает одноименную зону [21]. В пределах провинции рудогенез проявлен слабо и отмечен мел-эоценовой и эоцен-миоценовой минерагеническими эпохами. В субпровинции прогнозируются два меднорудных узла: Кроноцкий и Шипунский.

Кроноцкий прогнозируемый меднорудный узел (0.0.1 Cu/K₁-N₁) выделяется в юго-восточной части одноименного полуострова в поле развития серпентинитового меланжа по гипербазитам ранне-позднемелового карагинского комплекса дунит-гарцбургит-габбровой формации и эоценовых субвулканических образований козловского и кубовского комплексов габбро-долеритовой формации, с которыми парагенетически связаны проявление (II-6-15) и пункты минерализации (II-6-16, 20; III-6-3) меди предположительно медно-никелевой формации и пункты минерализации золота и серебра неуставленной формационной принадлежности. Структурный контроль оруденения осуществляется разломом северо-восточного простирания, отделяющего горст-антиклинорий Восточных полуостровов от Кроноцкого поднятия. На площади узла установлены пункты минерализации меди, приуроченные к эндо-и экзоконтактам субвулканических тел с вмещающими породами кубовской и козловской свит и шлиховые потоки минералов меди. Общая площадь распространения субвулканических тел не менее 60 км². Протяженность сульфидизированных зон экзо-, эндоконтактов не менее 100 км, средняя мощность зон 3 м. Среднее содержание меди 0,16 %.

При оценке прогнозных ресурсов площади, произведенной ранее прямым расчетом [178], коэффициент рудоносности уменьшен вдвое. При этом прогнозные ресурсы меди по категории Р₃ составляют 700 тыс. т.

Перспективы Кроноцкого рудного узла, с учетом отсутствия инфраструктуры и нахождения в пределах одноименного биосферного заповедника, крайне низкие.

Таблица 6

Оценка прогнозных ресурсов и минерагенических подразделений

Индекс	Название, ранг минерагенического подразделения	Полезные ископаемые	Единицы измерения	Площадь S, км ²	Апробированные и рекомендованные для утверждения МПР РФ по состоянию на 1.01.2003 г.			Предлагаемые авторами на 1.01.2005 г.			Прогнозный ресурсный потенциал $P = P_1 + 0,7 P_2 + 0,3 P_3$	Удельная продуктивность (P/S) по ресурсам
					P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃		
<i>Западно-Камчатская серебро-золоторудная минерагеническая субпровинция</i>												
0.1	Облуковинский золотороссыпной район (вне зоны)	Au, к.	т	14 812	–	–	–	–	–	135	41	0,003
		Au, р.			–	–	–	–	–	42	13	0,001
<i>Центрально-Камчатская золото-серебряная и медно-никелевая минерагеническая субпровинция</i>												
3	Центрально- Камчатская серебро-золоторудная минерагеническая зона	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
3.1	Центрально-Камчатский серебро-золоторудный район	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
3.1.1	Димшиканский прогнозируемый серебро-золоторудный узел	Au	т	135	–	–	40	–	–	40	12	0,089
		Ag	т		–	–	30	–	–	30	9	0,067
3.1.2	Агинский серебро-золоторудный узел	Au	т	378	37	–	40	37	40	53	81	0,214
		Ag	т		24	–	22	24	22	62	58	0,153
3.1.3	Сухариковский прогнозируемый серебро-золоторудный узел	Au	т	420	–	10	–	52	10	–	59	0,140
		Ag	т		–	12	–	152	12	–	160	0,382
3.1.4	Балхачский серебро-золоторудный узел	Au	т	517	132	–	–	132	–	163	181	0,350
		Ag	т		84	–	–	84	–	465	224	0,432
3.1.5	Оганчинский прогнозируемый серебро-золоторудный узел	Au	т	187	–	20	–	–	20	84	39	0,210
		Ag	т		–	24	–	–	24	100	47	0,250

4	Срединная золото-медно-никелевая минерагеническая зона	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
4.0.1	Хим-Кирганикский прогнозируемый золото-меднорудный узел	Cu	тыс. т	614	480	425	-	480	918	898	1392	2,267	
		Au	т		-	-	-	50,7	42,3	39	92	0,150	
		Ag	т		-	-	-	473,3	507	523	985	1,604	
4.1	Крутогоровский серебро-золоторудно-россыпной район	Au, к.	т	2438	-	-	-	-	-	18	5,4	0,002	
		Au, р.	т		-	-	-	0,6	0,2	0,6	6	0,002	
4.0.2	Крутогоровско-Андриановский прогнозируемый молибденово-меднорудный узел	Cu	тыс. т	459	-	-	-	-	1022	852	150	1663	3,623
		Mo	тыс. т		-	-	-	-	56	17	44	0,096	
		Au	т		-	-	-	-	16	6	13	0,028	
		Ag	т		-	-	-	-	517	-	362	0,789	
4.0.3	Шаромский прогнозируемый молибденово-меднорудный узел	Cu	тыс. т	464	-	-	-	-	25	250	93	0,199	
		Au	т		-	-	-	-	0,5	6	2	0,005	
		Mo	тыс. т		-	-	-	-	-	6	2	0,004	
4.0.7	Кагнисинский прогнозируемый редкометалльно-медно-молибденоворудный узел	Cu	тыс. т	987	-	-	-	181	-	260	259	0,263	
		Mo	тыс. т		-	-	-	49	-	4	50	0,051	
		Ag	т		-	-	-	-	-	13	4	0,004	
		Au	т		-	-	-	-	-	310	93	0,094	
		Nb ₂ O ₅	тыс. т		-	-	-	-	1,4	-	-	1	0,000
4.0.4	Лунтосский прогнозируемый серебро-золоторудно-россыпной узел	Au	т	607	-	-	-	-	-	30	9	0,015	
		Ag	т		-	-	-	-	-	50	15	0,025	
4.0.5	Дукукский прогнозируемый медно-никелеворудный узел	Ni	тыс. т	806	-	645	-	-	1061	222	824	1,022	
		Cu	тыс. т		-	-	-	-	215	63	170	0,211	
		Co	тыс. т		-	-	-	-	8,6	8	9	0,011	
		PGM	т		-	-	-	-	25,6	-	24,9	0,031	
		Au	т		-	-	-	-	1,3	-	1	0,000	
4.0.6	Порожисто-Гольцовский серебро-золоторудно-россыпной узел	Au, р.	т	1228	-	-	30	1,1	-	30	10	0,008	

Индекс	Название, ранг минерагенического подразделения	Полезные ископаемые	Единицы измерения	Площадь S, км ²	Апробированные и рекомендованные для утверждения МПР РФ по состоянию на 1.01.2003 г.			Предлагаемые авторами на 1.01.2005 г.			Прогнозный ресурсный потенциал $P = P_1 + 0,7 P_2 + 0,3 P_3$	Удельная продуктивность (P/S) по ресурсам
					P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃		
<i>Рудные поля вне районов и узлов</i>												
4.0.0.1	Шанучское рудное поле	Ni	тыс. т	49	120	160	–	120	312	100	368	7,514
		Cu	тыс. т		20	58	–	20	58	30	69	1,418
		Co	тыс. т		1,4	11	–	1,4	11	10	12	0,241
		Au	т		0,5	1	–	0,5	1	–	1	0,019
		PGM	т		1,6	2	–	1,6	2	–	3	0,043
4.0.0.2	Туманное прогнозируемое руднороссыпное поле	Au	т	46	–	–	–	–	–	14	4	0,091
		Ag	т		–	–	–	–	–	13	4	0,085
		Au, р.	т		–	–	–	–	–	0,2	0	0,001
4.0.0.3	Река Чимстина, проявление	Au, р.	т	–	–	–	–	0,2	–	–	0	–
<i>Восточно-Камчатская медно-золоторудная минерагеническая субпровинция</i>												
6	Валагинско-Карагинская прогнозируемая хромово- медно-золоторудная минерагеническая зона	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
6.1	Ветловский прогнозируемый марганцеворудный район	Mn (руда)	млн т	681	–	–	25	–	–	25	12	0,041
6.3	Кумрочский прогнозируемый серебро-золоторудный узел	Au	т	281	–	60	–	34	169	124	189	0,673
		Ag	т		–	180	–	115	560	410	631	2,244
6.2	Щапинско-Толбачинский прогнозируемый золоторудно-россыпной район	Au	т	2939	–	30	–	–	30	250	96	0,033
		Ag	т		–	–	–	–	–	375	113	0,038

<i>Курило-Южнокамчатская серебро-золоторудная минерагеническая субпровинция</i>												
8	Южно-Камчатская серебро-золоторудная минерагеническая зона	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
8.1	Авачинский серебро-золоторудно-россыпной район	Au	т	1848	–	–	–	–	38	10	30	0,016
		Ag	т		–	–	–	–	530	125	409	0,221
8.2	Южно-Камчатский серебро-золоторудный район	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
8.2.1	Левобыстринский прогнозируемый серебро-золоторудный узел	Au	т	766	–	–	–	–	7	14	9	0,011
		Ag	т		–	–	–	–	34	67	43	0,057
8.2.2	Банно-Карымшинский прогнозируемый серебро-золоторудный узел	Au	т	1322	–	30	10	7,93	30	70	50	0,038
		Ag	т		–	115	38	31,57	115	290	199	0,151
8.2.3	Вилючинский серебро-золоторудный узел	Au	т	378	70	–	–	70	–	5	72	0,189
		Ag	т		588	–	–	588	–	20	594	1,571
8.2.0.1	Асачинское рудное поле	Au	т	47	15	–	–	15	–	–	15	0,319
		Ag	т		23	–	–	23	–	–	23	0,489
<i>Приокеанская меднорудная минерагеническая субпровинция</i>												
0.0.2	Шипунский прогнозируемый меднорудный узел	Cu	тыс. т	722	–	–	–	–	1,8	700	211	0,293
		Pd	т		–	–	–	–	0,06	–	0	0,000
0.0.1	Кроноцкий прогнозируемый меднорудный узел	Cu	тыс. т	535	–	–	–	–	–	700	210	0,393

Шипунский прогнозируемый меднорудный узел (0.0.2 Cu/P₂-N₁) выделяется в пределах одноименного полуострова в поле развития эоценовых субвулканических образований кубовского комплекса, олигоценых диоритов и габбро шипунского комплекса и диорит-порфировитов миоценового бечевинского комплекса, с которыми пространственно и генетически связана медная минерализация. Рудные формации определены достаточно условно и представлены магнетит-сульфидной в габброидных массивах для шипунского комплекса, медно-порфировой с золотом для бечевинского plutонического комплекса и субвулканических образований кубовского вулканического комплекса. Практически все проявления и пункты минерализации характеризуются наличием полей метасоматитов различной степени интенсивности.

Структурный контроль размещения интрузивных образований и оруденения в пределах Шипунского меднорудного узла осуществляется долгоживущими разрывными нарушениями северо-западного простирания, определяющих Ичинско-Авачинскую трансформную геосутуру [19]. Рудолокализирующая роль принадлежит разрывным нарушениям северо-восточного простирания.

Границы прогнозируемого Шипунского меднорудного узла в целом совпадают с перспективным аномальным геохимическим объектом в ранге узла, выделенного по потокам рассеяния на геохимической основе [414].

Прогнозные ресурсы узла по категории P₂ составляют: меди – 1,8 тыс. т, палладия – 0,06 т [306]. Прогнозная оценка ресурсов меди категории P₃ по аналогии с Кроноцким меднорудным узлом составляет не менее 700 тыс. т.

Учитывая отсутствие инфраструктуры и слабую изученность рудного узла, его перспективы оцениваются как низкие.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

На территории листа выявлено большое количество месторождений и проявлений разнообразных по физико-химическим показателям подземных вод, которые представляют интерес для целей лечебного, теплоэнергетического и хозяйственно-питьевого использования. Закономерности распространения их определяются прежде всего сложными структурно-гидрогеологическими особенностями территории (Схема структурно-гидрогеологического районирования). Здесь выделяются четыре основных типа термоминеральных вод: 1) азотно-метановые холодные и термальные; 2) азотные и углекисло-азотные термальные; 3) сероводородно-углекислые термальные и 4) углекислые холодные.

Первый тип распространен в Прихотском и Центральном-Камчатском артезианских бассейнах и Тигильском и Богачевском адартезианских бассейнах. В них содержатся преимущественно пластовые и трещинно-пластовые слабосоленые и соленые хлоридно-натриевые бромно-йодные воды. В ряде скважин содержание йода достигает промышленных концентраций (до 18–50 мг/дм³). Температуры на глубинах от 500 до 3000 м достигают от 30 до 100 °С.

Второй тип имеет наиболее широкое распространение в пределах Срединно-Камчатской, Валагинско-Ганальской, Кумрочской и Южно-Камчатской системах гидрогеологических массивов и вулканогенных бассейнов. В этих структурах формируются сложные гидрогеотермальные системы трещинно-пластовых и трещин-

но-жильных вод. К ним приурочен целый ряд разведанных месторождений горячих и перегретых вод (Паратунское, Больше-Банное, Начикинское, Карымшинское, Налычевское и др.). Эти воды могут использоваться (и используются) как в качестве лечебных, так и теплоэнергетических.

Третий тип тяготеет к современным вулканическим сооружениям. Разгрузка этих гидротерм происходит в пределах кальдер, фумарольных и сольфатарных полей. К этому типу относятся месторождения Узонское, Малое Семячикское, Мутновское и др. Высокие температуры теплоносителя (до 200–300 °С) позволяют обеспечивать получение электроэнергии (Мутновское месторождение).

Четвертый тип распространен в пределах Малкинско-Козыревской системы гидрогеологических массивов с разгрузкой холодных углекислых вод по зонам разломов (Малкинские, Хейванские, Ажицкие источники и др.). Они представляют интерес как минеральные питьевые.

Немногочисленные месторождения пресных вод хозяйственно-питьевого назначения связаны в основном с аллювиальными отложениями в долинах наиболее крупных рек.

Таким образом, территория листа характеризуется высокими потенциальными ресурсами подземных вод различного целевого назначения — хозяйственно-питьевого, лечебного и теплоэнергетического.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Сведения о гидрогеологических условиях территории листа в пределах суши базируются на результатах проведенных в разные годы комплексных геологосъемочных, а также специализированных гидрогеологических работ, в основном масштабов 1 : 500 000 и 1 : 200 000.

Наиболее полно материалы по подземным водам региона обобщены в т. 29 «Гидрогеология СССР» [23] и в отчете Л. Е. Павловой и др. «Гидрогеологическое районирование территории Камчатской области» [346].

Гидрогеологические условия территории довольно сложны и многообразны. Они определяются многочисленными факторами. Среди них важную роль играет кайнозойский и в первую очередь современный вулканизм. Сочетание этих факторов в их взаимосвязи определяет условия инфильтрации атмосферных осадков в горные породы, формирование ресурсов и направленность движения подземных вод, а степень пористости, литификации, трещиноватости и дислоцированности пород определяют условия их залегания и циркуляции.

В зависимости от характера скоплений подземных вод и с учетом возрастной принадлежности водовмещающих пород на территории листа выделяются стратифицируемые и нестратифицируемые гидрогеологические подразделения. Они показаны на «Схеме структурно-гидрогеологического районирования» масштаба 1 : 2 500 000. Приуроченность выделенных гидрогеологических подразделений со свойственными им типами скоплений подземных вод к определенным структурно-тектоническим блокам послужила основой для гидрогеологического районирования территории листа, которое проведено в соответствии с «Принципами гидрогеологической стратификации и районирования территории России» [83].

На территории листа выделены две структуры первого порядка – Западно-Камчатская (I) и Восточно-Камчатская (II) гидрогеологические складчатые области. В каждой из них выделяются гидрогеологические районы второго порядка. Эти районы представляют собой системы гидрогеологических структур более низкого порядка (артезианские и вулканогенные бассейны, адмассивы, массивы и др.). Характеристика структур второго порядка и их гидрогеологическая стратификация приведены в табл. 7.

Ниже приводится краткое описание выделенных на гидрогеологической схеме районов второго порядка.

Стратификация разрезов гидрогеологических структур первого и второго порядков

Гидрогеологическое подразделение и его индекс на гидрогеологической схеме	Гидрогеологические структуры и их номер на схеме		
	Состав водовмещающих пород	Преобладающий тип скоплений подземных вод	Мощность, м*
<i>Западно-Камчатская гидрогеологическая складчатая область (I). Приохотский артезианский бассейн (I₁)</i>			
Верхнеплиоцен-голоценовый водоносный терригенный комплекс – N ₂ -Q _H	Галечники, пески, гравийники, валунники, суглинки, супеси, глины, илы, торфяники, вулканические пеплы	Порово-пластовый	До 250–300
Миоцен-плиоценовый водоносный вулканогенно-терригенный комплекс – N ₁₋₂	Пески, песчаники, конгломераты, галечники, гравелиты, аргиллиты, алевролиты, бурые угли, туфы, туффиты, пепловые туфы	Порово-пластовый и порово-трещинно-пластовый	До 2500–3000
Эоцен-олигоценый водоносный терригенный комплекс – P ₂₋₃	Алевролиты, песчаники, аргиллиты, конгломераты, гравелиты, туфы, кремнистые туффиты	Трещинно-пластовый и трещинно-жильный	До 2000
Меловая водоносная зона трещиноватости метаморфизованных терригенно-вулканогенных и интрузивных образований – К	Метаморфические сланцы, гипербазиты, габбродиориты	Трещинный и трещинно-жильный	До 50–100
<i>Тигильский адартезианский бассейн (I₂)</i>			
Верхнеолигоцен-миоценовый водоносный вулканогенно-терригенный комплекс – P ₃ -N ₁	Песчаники, пепловые туфы, алевролиты, лигниты, аргиллиты, конгломераты, туфопесчаники, туфы, туффиты	Порово-трещинно-пластовый и трещинно-жильный	До 3000
Эоцен-олигоценый водоносный вулканогенно-терригенный комплекс – P ₂₋₃	Аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты, гравелиты, туфоалевролиты, туфы, угли	Трещинно-пластовый и трещинно-жильный	Более 2000
<i>Срединно-Камчатская система вулканогенных бассейнов и адмассивов (I₃)</i>			
Четвертичный водоносный вулканогенный комплекс – Q	Лавы преимущественно основного и среднего состава, туфы, пирокластические образования	Покрово-трещинно-поровый	100–1500
Миоцен-плиоценовая водоносная зона трещиноватости вулканических комплексов – N ₁₋₂	Андезибазальты, андезиты, базальты, дациты, ингнимбриты, туфопесчаники, кремнистые туфопесчаники, алевролиты, песчаники	Трещинный и трещинно-жильный	200–400

Гидрогеологическое подразделение и его индекс на гидрогеологической схеме	Гидрогеологические структуры и их номер на схеме		
	Состав водовмещающих пород	Преобладающий тип скоплений подземных вод	Мощность, м*
<i>Малкинско-Козыревская система гидрогеологических адмассивов, массивов (I₄)</i>			
Верхнемел-эоценовая водоносная зона трещиноватости вулканогенно-терригенных образований – K ₂ -P ₂	Метаморфизованные песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, сланцы, туфы андезитов и базальтов	Трещинный и трещинно-жильный	100–300
Верхнепротерозойско-палеозойская водоносная зона трещиноватости метаморфических образований – PR ₂ -PZ	Сланцы, кварциты, гнейсы, амфиболиты	Трещинный и трещинно-жильный	60–300
Водоносная зона трещиноватости разновозрастных интрузивных образований – K-Q	Граниты, диориты, сиениты, габбро	Трещинный	Нет данных
<i>Восточно-Камчатская гидрогеологическая складчатая область (II)</i> <i>Центрально-Камчатский артезианский бассейн (II₁)</i>			
Четвертичный водоносный терригенный комплекс – Q	Пески, галечники, валунники, супеси, суглинки, глины	Порово-пластовый	До 600
Верхнемиоцен-плиоценовый водоносный терригенный комплекс – N ₁₋₂	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты	Порово-трещинно-пластовый	500–1000
Олигоцен-миоценовый водоносный терригенно-вулканогенный комплекс – P ₃ -N ₁	Туфогенные песчаники, туффиты, андезиты, дациты	Трещинно-пластовый, трещинно-жильный	Более 700
<i>Валагинско-Ганальская система гидрогеологических массивов и адбассейнов (II₂)</i>			
Палеоцен-верхнемиоценовый водоносный вулканогенно-терригенный комплекс – P ₁ -N ₂	Аргиллиты, алевролиты, песчаники, кремнистые аргиллиты и алевролиты, мергели, известняки, базальты, андезиты, дациты и их туфы	Трещинно-пластовый, трещинно-жильный	Более 2000

Мел-нижнеэоценовая водоносная зона трещиноватости метаморфизованных преимущественно терригенных образований – К–Р ₂	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, сланцы, кремни, яшмы, базальты, андезибазальты	Трещинный и трещинно-жильный	100–200
<i>Толбачекско-Корякская система вулканогенных бассейнов и адмассивов (II₃)</i>			
Четвертичный водоносный вулканогенный комплекс – Q	Лавы базальтов, андезитов и их туфы, игнимбриты, пирокластические отложения	Покрово-порово-трещинный и трещинно-жильный	Более 1000
Верхнеплиоценовая водоносная зона трещиноватости вулканических комплексов – N ₂	Андезиты, базальты, андезибазальты и их туфы, туффиты, песчаники, гравелиты	Пластово-трещинный, трещинный, трещинно-жильный	До 100–200
<i>Южно-Камчатская система вулканогенных бассейнов, адмассивов и массивов (II₄)</i>			
Четвертичный водоносный вулканогенный комплекс – Q	Преимущественно базальты, пемзы, дациты, липариты, туфы, игнимбриты, пирокластические отложения	Покрово-порово-трещинный и трещинно-жильный	До 1500 и более
Олигоцен-плиоценовая водоносная зона трещиноватости терригенно-вулканогенных образований – P ₃ –N ₂	Базальты, андезибазальты, андезиты и их туфы, туфопесчаники, песчаники, алевролиты, аргиллиты	Пластово-трещинный, трещинный, трещинно-жильный	100–400
Меловая водоносная зона трещиноватости метаморфизованных терригенных образований – K	Рассланцованные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, филлитовидные сланцы, филлиты	Трещинный и трещинно-жильный	100–200
<i>Кумрочская система гидрогеологических массивов и адмассивов (II₅)</i>			
Верхнеплиоценовая водоносная зона трещиноватости терригенно-вулканогенных образований – N ₂	Андезиты, андезибазальты, базальты и их туфы, туффиты, конгломераты, гравелиты, песчаники	Трещинный и трещинно-жильный	До 100–200
Палеоцен-нижнеэоценовая водоносная зона трещиноватости литифицированных терригенных образований – P ₁₋₂	Алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты, кремни, андезибазальты, андезиты, базальты, туффиты	Трещинный и трещинно-жильный	100–200
Мел-нижнепалеоэоценовая водоносная зона трещиноватости метаморфизованных терригенно-вулканогенных образований K–P ₁	Песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, кремни, андезибазальты, андезиты, базальты, туффиты	Трещинный и трещинно-жильный	100–200

Гидрогеологические структуры и их номер на схеме		Преобладающий тип скоплений подземных вод	Мощность, м*
Гидрогеологическое подразделение и его индекс на гидрогеологической схеме	Состав водовмещающих пород		
<i>Богачевский адартезианский бассейн (П₆)</i>			
Олигоцен-нижнемиоценовый водоносный терригенный комплекс – P ₃ –N ₁	Песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, туфы, кремнистые аргиллиты, диатомиты, ракушняка	Трещинно-пластовый и трещинно-жильный	До 2500
<i>Система гидрогеологических массивов и адмассивов восточных попустратов (П₇)</i>			
Палеоцен-нижнеэоценовая водоносная зона трещиноватости вулканогенно-терригенных образований – P ₁₋₂	Алевролиты, аргиллиты, песчаники, туфоалевролиты, кремни, яшмы, известняки, мергели, базальты, андезитобазальты и их туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты	Трещинный и трещинно-жильный	100–200
Водоносная зона трещиноватости палеоген-неогеновых интрузивных образований – P–N	Кварцевые диориты, гранодиориты, габбро	Трещинный и трещинно-жильный	Нет сведений

* Для нестратифицированных гидрогеологических подразделений дается мощность региональной трещиноватости.

В пределах Западно-Камчатской гидрогеологической области (I), включающей в себя южные части Западно-Камчатской равнины и Срединного хребта, выделяются следующие гидрогеологические структуры второго порядка: Приохотский артезианский бассейн (I₁), Тигильский адартезианский бассейн (I₂), Центрально-Камчатская система вулканогенных бассейнов и массивов (I₃) и Малкинско-Козыревская система гидрогеологических массивов (I₄).

В разрезе Приохотского артезианского бассейна (I₁) выделяются три водоносных комплекса: верхнеплиоцен-голоценовый, миоцен-плиоценовый и эоцен-олигоценный.

Верхнеплиоцен-голоценовый водоносный комплекс (N₂–Q_H) охватывает рыхлые и слабоуплотненные пологозалегающие отложения с максимальной мощностью до 200–300 м, включающие иткинскую толщу. Он распространен почти повсеместно и включает в себя несколько невыдержанных как по площади, так и по мощности водоносных горизонтов. Эти горизонты с порово-пластовыми водами приурочены к генетически разным рыхлым образованиям (аллювиальным, делювиальным, морским, болотным, пирокластическим и др.). Они большей частью гидравлически связаны между собой.

К водоносному комплексу приурочены преимущественно безнапорные поровые

воды и лишь отдельные глинистые прослои могут обуславливать появление местных напоров. Глубина залегания подземных вод определяется особенностями рельефа и меняется от 1–3 до 15–30 м на высоких террасах и моренных холмах. Пестрый литологический состав пород определяет неодинаковую водообильность водоносного комплекса. Наиболее обводненными являются водно-ледниковые, аллювиальные и морские отложения. Дебиты источников, приуроченных к этим образованиям, в основном от 1 до 6–10 л/с, но отдельные пластовые выходы могут достигать 30–50 л/с. Другие генетические разности рыхлых образований характеризуются более слабой водообильностью. Дебиты источников из них составляют 0,01–0,25 л/с. По химическому составу подземные воды данного водоносного комплекса преимущественно хлоридно-гидрокарбонатные с минерализацией обычно 0,1–0,2 г/дм³. В приморской полосе минерализация их увеличивается до 0,3–0,6 г/дм³, а в водоносных горизонтах морских отложений до 1–2,5 г/дм³. По своим физико-химическим показателям воды комплекса в большинстве своем пригодны для хозяйственно-питьевого водоснабжения, за исключением вод на отдельных участках приморской зоны из-за их повышенной минерализации, а также вод болотных отложений, характеризующихся неприятным запахом и повышенными содержаниями в них органики, железа и марганца.

Миоцен-плиоценовый водоносный комплекс (N₁₋₂) с порово-пластовыми и порово-трещинно-пластовыми скоплениями подземных вод охватывает преимущественно вулканогенно-терригенные слаболитифицированные недислоцированные образования энемтенской, эрмановской, эталонской, какертской, ильинской и вивинтекской свит общей мощностью до 2500–3000 м. Пористость этих отложений вниз по разрезу меняется от 38 до 15–10 %. Это определяет значительную водообильность верхних водоносных горизонтов. Дебиты скважин из них достигают 20 л/с. Нижние горизонты характеризуются меньшими водопритоками в скважины, которые измеряются десятками долями л/с.

Вниз по разрезу миоцен-плиоценовый водоносный комплекс сменяется *эоцен-олигоценным преимущественно терригенным водоносным комплексом* (P₂₋₃), приуроченным к отложениям утхолокской, гакхинской, амининской, ковачинской и снатольской свит. На схеме он не показан. В этих отложениях пористость составляет от 9 до 6 %, что определяет трещинно-пластовый и трещинно-жильный характер скопления напорных подземных вод. Дебиты скважин, вскрывших этот комплекс, от десятых и сотых долей л/с до 1–1,5 л/с.

В фундаменте бассейна залегают метаморфизованные терригенные дислоцированные меловые отложения (К) и интрузивные образования с трещинными и трещинно-жильными водами. В Усть-Большерецкой скважине из меловых габбро-диоритов с глубины 530–549 м получен самоизлив подземных вод с дебитом 1,5 л/с.

Гидрогеохимическая зональность в целом для Приохотского бассейна характеризуется сменой верхней зоны пресных вод мощностью от 20 до 550 м зоной соленоватых и соленых хлоридных натриевых вод с минерализацией до 20 г/дм³. В водах нижней зоны установлены бром – до 66 мг/дм³ и йод – до 18,5 мг/дм³. Зональность газового состава выражается в смене кислородсодержащих вод зоны свободного водообмена азотными, азотно-метановыми и метановыми водами. Геотермические условия в бассейне неодинаковы. Величина геотермического градиента составляет от 3,3 °С/100 м в Ичинском районе до 5,8 на Верхненизконской площади. В Усть-Большерецкой скважине температура воды на глубине 530–549 м

составила 34 °С. Максимальная температура 118,5 °С установлена на смежной территории на глубине 3000 м в скв. Лиманская-2.

Тигильский адартезианский бассейн (I_2) входит в территорию листа самой южной частью одноименного поднятия. Гидрогеологическая характеристика этой части бассейна из-за крайне ограниченных данных может быть дана только по аналогии с его наиболее изученной южной частью смежного листа. В его разрезе выделяется два водоносных комплекса — верхнеолигоцен-миоценовый и эоцен-олигоценый.

Верхнеолигоцен-миоценовый водоносный комплекс (P_3-N_1) связан со слаболиффицированными вулканогенно-терригенными отложениями ильинской, вивинтекской и кулувенской свит, содержащими порово-трещинно-пластовые и трещинно-жильные воды.

Эоцен-олигоценый водоносный комплекс (P_{2-3}) связан с лиффицированными вулканогенно-терригенными образованиями утхолокской, гакхинской, ковачинской и снатольской свит. Общая мощность этого комплекса более 2000 м. Пористость пород снижается вниз по разрезу от 13 до 10 %, что обуславливает преимущественное развитие в них трещинно-пластовых вод. Наибольшим обводнением характеризуются зоны тектонического дробления, в которых на смежной с севера территории вскрываются самоизливающиеся воды с дебитом скважин до 15 л/с. В верхних частях разреза содержатся пресные гидрокарбонатные, а в нижних слабосоленые (до 11 г/дм³) хлоридно-гидрокарбонатные, хлоридные воды. На больших глубинах возможно наличие и более соленых хлоридных метансодержащих вод.

Срединно-Камчатская система вулканогенных бассейнов и адмассивов (I_3) характеризуется распространением двух гидрогеологических подразделений — четвертичного водоносного вулканогенного комплекса и миоцен-плиоценовой водоносной зоны трещиноватости вулканогенных образований.

Четвертичный водоносный вулканогенный комплекс (Q) приурочен к обширным лавовым потокам, плато и стратовулканам и образует сложную гидравлическую систему с неодинаковым обводнением. Обводненность комплекса связана с трещинной и поровой проницаемостью пород. Хорошими коллекторскими свойствами обладают лавовые потоки, выполняющие эрозионные врезы. Чрезвычайно высокая обводненность таких потоков наблюдается в их нижних частях, где дебиты источников достигают десятков и даже сотен л/с. В пределах стратовулканов, в строении которых участвуют лавовые потоки, перемежающиеся с горизонтами пирокластики, также формируются значительные ресурсы подземных вод. При этом движение подземных вод происходит от центра вулканических сооружений к их периферии. Районы развития четвертичного вулканогенного комплекса выделяются как наложенные вулканогенные бассейны — Ичинский (1) и Козыревский (2).

Миоцен-плиоценовая водоносная зона трещиноватости (N_{1-2}) приурочена к породам кахтунского, кимитинского и ковавлинского вулканических комплексов. Разрез комплекса представлен переслаиванием потоков и покровов эффузивов разного состава с пирокластическими образованиями. В подчиненном количестве встречаются пачки туфогенно-осадочных и осадочных пород. Общая пористость вулканитов невысока (от 0,4 до 7,3 %), и поэтому обводненность их связана преимущественно с экзогенной и региональной трещиноватостью. Водообильность миоцен-плиоценовых пород этого района довольно пестрая. Дебиты одиночных источников составляют от 0,01 до 5 л/с, групповых и линейных — до 10–30 л/с, а в

зонах тектонических нарушений суммарная разгрузка может достигать 40–70 л/с. По химическому составу воды преимущественно пресные с минерализацией 0,06–0,1 г/дм³, но с удалением от областей питания минерализация их возрастает до 0,2 г/дм³. На участках развития гидротермально измененных пород за счет окисления сульфидных минералов часто формируются кислые (рН 4–5) сульфатные воды с минерализацией до 1 г/дм³. К зонам разломов приурочены многочисленные термоминеральные источники. Газовый состав этих вод азотный и азотно-углекислый.

Малкинско-Козыревская система гидрогеологических адмассивов и массивов (I_4) охватывает горные сооружения Срединного хребта. В ее пределах выделяются водоносные зоны трещиноватости верхнемеловых–эоценовых терригенных и вулканогенных, протерозой-палеозойских метаморфических и разновозрастных интрузивных образований. Первая из них приурочена к метаморфизованным в различной степени терригенным образованиям хозгонской, кунунской и хейванской свит (K_2) и кирганинского, алисторского, ирунейского и черепановского вулканических комплексов (K_2 – P_2). Разнообразный вещественный состав пород и степень их преобразования обусловили их различную обводненность. Мощность зоны выветривания и соответственно глубина активной циркуляции подземных вод в терригенных образованиях составляет порядка 100 м, а в вулканогенных породах 100–300 м. Глубина залегания подземных вод колеблется в довольно широких пределах – от 30 до 300 м. Обводненность пород в целом слабая. Характерные дебиты одиночных источников 0,1–0,2 л/с. Удельный дебит скважины в долине р. Мумоч, вскрывшей воду в ирунейских отложениях, составил всего 0,01 л/с [346]. Обводненность пород зоны трещиноватости существенно повышается вблизи тектонических нарушений и в приконтактовых участках с дайками и интрузиями. Здесь встречаются источники с дебитом от 5–6 до 20–30 л/с. Химический состав подземных вод преимущественно гидрокарбонатный натриево-кальциевый с минерализацией от 0,03 до 0,1 г/дм³. Здесь установлено четыре группы холодных минеральных углекислых вод.

Верхнепротерозойско-палеозойская водоносная зона трещиноватости метаморфических образований (PR_2 – PZ) распространена в центральной части системы. Наиболее интенсивно и глубоко трещиноватость развита в породах камчатской и колпаковской метаморфических серий. К зоне выветривания к ним приурочены трещинно-грунтовые безнапорные, а иногда и напорные воды. Глубина их залегания от первых метров в нижних частях склонов до 300 м на приводораздельных участках. Ниже зоны выветривания обводненность пород может быть связана с региональной трещиноватостью. На глубинах 600–800 м могут быть вскрыты напорные трещинно-жильные воды. Разгрузка их происходит по зонам тектонических нарушений. В зоне свободного водообмена наблюдается смена ультрапресных вод с минерализацией до 0,05 г/дм³ на водораздельных участках пресными водами с минерализацией 0,1–0,2 г/дм³ вниз по склонам. С зонами разломов связаны источники холодных углекислых вод гидрокарбонатного и сульфатного состава с минерализацией до 5,2 г/дм³ (Хейванские, Ажицкие, Малкинские и др.).

Водоносная зона трещиноватости разновозрастных интрузивных пород (K – Q) мало изучена. Обводненность зоны в целом слабая, т. к. большая часть атмосферных осадков расходуется на поверхностный сток. Наиболее обводнены в верхней выветрелой зоне молодые интрузии. Иногда с зонами разломов связаны выходы

высокодебитных источников (до 20–30 л/с). Такой источник известен в Срединном хребте на юго-восточном склоне горы Широкая [23].

В пределах Восточно-Камчатской гидрогеологической складчатой области (II) выделяются семь гидрогеологических структур второго порядка (гидрогеологические районы) с резко различными гидрогеологическими условиями (табл. 7). Ниже приводится их краткая характеристика.

Центрально-Камчатский артезианский бассейн (II₁) приурочен к одноименной рифтовой впадине. В его разрезе выделяются три водоносных комплекса – четвертичный, верхнемиоцен-плиоценовый и олигоцен-миоценовый.

Четвертичный водоносный комплекс сложен преимущественно аллювиальными и водно-ледниковыми отложениями с максимальной мощностью до 600 м. Характер обводнения комплекса определяется пестротой его литологического состава, что обуславливает сложность гидрогеологического разреза по фильтрационным и гидравлическим свойствам и появление напорных горизонтов. Удельные дебиты скважин комплекса находятся в широком диапазоне – в основном от 0,1 до 1 л/с, но иногда и до 2–5 л/с. Минерализация вод от 0,05 до 0,5 г/дм³. Мощность зоны пресных вод от 300 до 600 м. Воды этого комплекса представляют собой надежный источник водоснабжения.

Верхнемиоцен-плиоценовый водоносный терригенный комплекс (N₁₋₂) вскрывается в интервале глубин 590–1025 м под толщей рыхлых четвертичных образований. Мощность его до 500–1000 м. Высокая пористость пород обеспечивает порово-трещинно-пластовый тип скоплений подземных вод. На указанных глубинах они напорные и имеют повышенную минерализацию. Так, одной из скважин в междуречье Мильковки и Кирганика в интервале 520–538 м вскрыты хлоридные натриевые воды с минерализацией до 4 г/дм³ и температурой 24 °С.

Залегающий ниже *олигоцен-миоценовый водоносный комплекс* (P₃–N₁) с трещинно-пластовыми водами в вулканогенно-осадочных породах вскрыт в Долиновской скважине. Здесь с интервала 1354–1362 м получен водоприток самоизливающихся вод с дебитом 1,8 л/с, имеющих самую высокую для глубоких вод Камчатки минерализацию – 36 г/дм³. Газовый состав этих вод углеводородный. Максимальная температура отмечена в интервале 1620–1833 м – 41 °С.

Валагинско-Ганальская система гидрогеологических массивов и адбассейнов (II₂) приурочена к одноименным хребтам. В этих слабоизученных в гидрогеологическом отношении структурах, сложенных меловыми и нижнеэоценовыми метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными сильно дислоцированными образованиями (K–P₂), содержатся трещинные и трещинно-жильные воды. Мощность зоны эффективной трещиноватости 100–200 м. Разгрузка подземных вод идет по бортам речных долин. Дебиты источников в основном не превышают 0,5 л/с. Крупнодебитные источники, как правило, связаны с зонами разломов. С зонами разломов связаны также редкие термоминеральные источники (Малкинские горячие, Пущинские горячие и др.). Температура термальных вод 35–42 °С.

В восточной части этого района выделяется Шапинский адартезианский бассейн (структура третьего порядка), приуроченный к кайнозойской впадине с мощным чехлом (до 4 км) преимущественно слаболитифицированных терригенных отложений шапинской, корниловской, левожупановской и ветловской свит (P₁–N₂). Гидрогеологические условия этих отложений не изучены.

В них можно предполагать наличие порово-трещинных, трещинно-пластовых и трещинно-жильных скоплений подземных вод, возможно, с повышенной минерализацией в нижних непромытых частях разреза.

Толбачекско-Авачинская система вулканогенных бассейнов и адмассивов (Π_3) характеризуется преимущественным развитием водоносного комплекса четвертичных вулканических образований разного состава. Водовмещающими породами являются преимущественно эффузивы среднего и основного состава и их туфы, а также пирокластические образования. Чередуясь в разрезе, они образуют грубо-слоистую толщу, содержащую в себе покровно-порово-трещинные и трещинно-жильные скопления подземных вод со сложной гидравлической связью между собой. Этот водоносный комплекс характеризуется хорошими фильтрационными свойствами и высокой водообильностью. Около 50 % источников имеют дебит от 1 до 10 л/с. Часто мощные пластовые выходы дают суммарные дебиты до 100–200 л/с и даже до 2000–4000 л/с. Высокая водообильность четвертичных эффузивов подтверждается также откачками из скважин. Вместе с тем, режим водоносного комплекса характеризуется значительным непостоянством и зависит главным образом от количества выпадающих атмосферных осадков. По составу воды пресные гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-магниевого. Активный современный вулканизм налагает свой отпечаток на химический состав подземных вод в этих структурах. На общем фоне пресных вод зоны свободного водообмена широко распространены аazonальные высокотермальные (до 100 °C и более) кислые (рН 1–4) сульфатные, реже хлоридные воды, формирующиеся в кальдерах и на склонах вулканов на фумарольных полях. В обширных зонах гидротермально измененных пород циркулируют холодные кислые сульфатные воды рудничного типа. В структурном плане на территории района выделяются четко обособленные наложенные вулканогенные бассейны (или их системы) – Толбачекский (3), Кроноцко-Карымский (4), Жупановский (5), Авачинско-Корякский (6).

В южной части характеризуемой системы развита *водоносная зона трещиноватости тумрокского верхнеплиоценового вулканического комплекса* (N_2). Фильтрационные свойства пород в целом более низкие, чем в описанных выше четвертичных вулканических породах и определяются степенью литогенеза, экзогенной и разрывной трещиноватостью. В тесной гидравлической взаимосвязи здесь циркулируют пластово-трещинные, трещинные и трещинно-жильные воды. Имеющиеся данные о водообильности пород данного вулканического комплекса характеризуют их как достаточно водообильные в верхней выветрелой зоне. Дебиты скважин, пройденных в этой зоне на пониженных участках рельефа до глубины 100 м, порядка 1–6 л/с. Глубже обводненность зависит от наличия зон тектонических нарушений и степени раздробленности пород. С зонами разломов здесь связаны многочисленные очаги разгрузки термальных углекислых и азотно-углекислых источников.

В широких долинах рек Авача и Налычева распространен *четвертичный водоносный комплекс* (Q) с поровыми водами в аллювиальных, озерных, ледниковых и других отложениях. Наиболее обводнены аллювиальные отложения. Общие мощности рыхлых четвертичных отложений до 100–250 м. Удельные дебиты скважин от 0,6 до 1,3 л/с. Минерализация воды от 0,3 до 0,7 г/дм³. Воды этого комплекса широко используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Южно-Камчатская система вулканогенных бассейнов, адмассивов и массивов (Π_4) занимает часть листа южнее долины р. Авача. Здесь наиболее широко рас-

пространены водоносный комплекс четвертичных вулканических образований и водоносные зоны трещиноватости олигоцен-плиоценовых терригенно-вулкано-генных и меловых метаморфизованных терригенных образований.

Четвертичный водоносный вулканогенный комплекс (Q) приурочен к современным вулканическим сооружениям. Его гидрогеологические особенности аналогичны ранее описанным для Толбачекско-Авачинской системы вулкано-генных бассейнов. Поэтому подробно останавливаться на его характеристике не будем.

Олигоцен-плиоценовая водоносная зона трещиноватости (P₃-N₂) приурочена к образованиям голыгинского, карымшинского, южнобыстринского и прибрежного вулканических комплексов, а также к отложениям асачинской и жировской свит. Особенностью данного гидрогеологического подразделения является повышенная трещиноватость лав в зоне выветривания и снижение ее в туфах, туффитах и туфоконгломератах. Мощность обводненных пород определяется мощностью зоны интенсивной трещиноватости, которая на приводораздельных участках достигает 300–600 м. Подавляющая часть источников характеризуется дебитом до 5 л/с. Крупнодебитные источники связаны с тектоническими нарушениями. Здесь дебиты источников составляют десятки л/с. Отмечаются многочисленные термальные источники. В очагах их разгрузки пробурены скважины (источники Паратунские, Больше-Баннные, Начикинские и др.). Дебиты скважин характеризуются большой пестротой, что связано с различной трещиноватостью, а следовательно, и водопроницаемостью в отдельных блоках. Так, например, на Больше-Банном месторождении производительность скважин, пересекших на глубинах от 300 до 1000 м от 5–7 до 11 водоносных зон, колебалась от 1–2 до 27–44 кг/с пароводяной смеси (удельные дебиты 0,08–1,1 кг/с). Максимальный дебит скважин на Верхне-паратунском месторождении термальных вод составил 66 л/с. Следует отметить, что с этим комплексом связано Мутновское месторождение перегретых вод, где с глубин от 250 до 2100 м выведена пароводяная смесь (ПВС) с температурами от 205 до 300 °С. Дебиты скважин при различных давлениях на устье менялись от 3,5 до 12 кг/с ПВС. На месторождении утверждены эксплуатационные запасы ПВС по категории С₁ в количестве 13,5 тыс. т/сут. Месторождение находится в стадии промышленного освоения для 1-й очереди ГеоТЭС мощностью 70 МВт.

Меловая водоносная зона трещиноватости (K) на большей части территории скрыта под более молодыми образованиями. Она наиболее изучена на участках распространения никольской метаморфизованной толщи в районе г. Петропавловск-Камчатский. Здесь дебиты скважин до глубины 100–160 м меняются от 0,24 до 8,3 л/с. Наибольшими дебитами характеризуются скважины, вскрывшие воды в верхних частях разреза. Ниже водопритоки резко снижаются. Минерализация вод от 0,2 до 0,02 г/дм³. Они широко используются для водоснабжения.

Кумрочская система гидрогеологических массивов и адмассивов (П₅) охватывает северные части хребтов Кумроч, Тумрок и Гамчен. В разрезе ее выделяются три водоносные зоны трещиноватости – верхнеплиоценовая, палеоцен-нижне-эоценовая и мел-нижнепалеоценовая.

Верхнеплиоценовая водоносная зона трещиноватости (N₂) приурочена к тумрокскому вулканическому комплексу. Водоносность его, исходя из состава пород и степени их трещиноватости, по-видимому, аналогична описанной выше водоносности этого же комплекса для Толбачекско-Авачинской системы вулкано-генных бассейнов.

Палеоцен-нижнеэоценовая водоносная зона трещиноватости (P_{1-2}) приурочена к литифицированным, преимущественно терригенным отложениям ветловской, дроздовской и станиславской свит. В них практически повсеместно развиты регионально-трещинные воды зоны выветривания, циркулирующие на глубину 100–200 м. Глубже могут быть вскрыты только трещинно-жильные воды.

Мел-нижнепалеоценовая водоносная зона трещиноватости ($\text{K}-\text{P}_1$) приурочена в основном к образованиям тальниковской, хапицкой, попутнинской и вахвинской свит. Водоносность также определяется степенью трещиноватости терригенных и вулканогенных образований. Дебиты источников, характеризующих водообильность этих двух зон трещиноватости, находятся в пределах 1–5 л/с. В зонах тектонических нарушений они увеличиваются до 10–20 л/с. Минерализация вод обычно не превышает 0,1–0,2 г/дм³, но увеличивается на участках гидротермально измененных пород до 0,5–0,6 г/дм³.

В нижних течениях рек Адриановка и Сторож распространен водоносный комплекс верхнемиоцен-голоценовых отложений ольховской свиты ($\text{N}_1-\text{Q}_\text{H}$) с порово-пластовыми водами. Мощность этих отложений до 150 м. На низменных участках в прибрежно-морской зоне в нем содержатся хлоридные воды повышенной минерализации (до 1 г/дм³).

Богачевский адартезианский бассейн (II_6) приурочен к одноименному прогибу, выполненному преимущественно терригенными образованиями тышевской, горбушинской, богачевской, татьянинской и чажминской свит. Породы в разной степени литифицированы, сильно дислоцированы и разбиты многочисленными тектоническими нарушениями. Они объединены в единый *олигоцен-нижнемиоценовый водоносный комплекс* (P_3-N_1), содержащий трещинно-пластовые и трещинно-жильные воды, как напорные, так и безнапорные. Водоносность комплекса весьма неравномерна и определяется как трещиноватостью пород, так и их пористостью. Средние значения пористости пород находятся в широких пределах – от 8–10 до 25–30 %. Трещинно-пластовые напорные воды в чажминских отложениях вскрыты на глубинах от 20 до 540 м. Водопритоки из скважин, полученные с этих глубин, составили от 0,5 до 1,4 л/с. На глубинах 1250–2500 м они снижаются до 0,003–0,25 л/с. Водопритоки из скважин, пересекших зоны тектонического дробления, достигают 4–16 л/с. В юго-западной части адартезианского бассейна широко развит водоносный четвертичный комплекс рыхлых образований (Q) с поровыми водами. Дебиты скважин из этого комплекса от 0,7 до 2,7 л/с.

Гидрогеохимический разрез адбассейна имеет двухзональное строение. В зоне свободного водообмена до глубины 200–300 м развиты пресные воды с минерализацией до 0,2 г/дм³. Ниже, в зоне затрудненного водообмена, развиты солоноватые и соленые воды с минерализацией до 25 г/дм³ хлоридно-гидрокарбонатного и хлоридного натриевого и кальциево-натриевого состава. Интенсивная дислоцированность пород приводит к нарушению общей гидрогеохимической зональности и появлению в верхних горизонтах солоноватых и соленых (до 15 г/дм³) вод нижнего гидрогеохимического этажа. Характерна бессульфатность вод нижних горизонтов и высокие содержания брома (до 16 мг/дм³) и йода (до 50 мг/дм³). Газовый состав вод азотно-метановый и метановый. Гидрогеотермические условия в скважинах Богачевской площади характеризуются увеличением температуры вод от 27 °С на глубине 500 м до 70 °С на глубине 2200 м.

Система гидрогеологических массивов Восточных полуостровов (Π_7) приурочена к Кроноцкому и Шипунскому полуостровам, в пределах которых развиты водоносные зоны трещиноватости преимущественно вулканогенно-терригенных образований козловской и кубовской свит и в меньшей степени интрузивных и экструзивных образований разного состава. Зоны региональной трещиноватости обводнены до глубин 180–200 м. В верхах разреза содержатся трещинно-грунтовые воды. Разгрузка подземных вод происходит в долинах рек и на участках морских береговых уступов. Дебиты источников до 2 л/с. По составу воды преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с минерализацией до 0,1–0,2 г/дм³. С зонами разломов связаны восходящие источники трещинно-жильных вод с дебитом до 30 л/с. Среди них встречаются источники азотных термальных (до 35–37 °С) вод сульфатно-хлоридного и гидрокарбонатно-хлоридного состава с минерализацией до 4,6 г/дм³.

Заканчивая краткую характеристику гидрогеологических условий территории листа, следует отметить наличие во всех охарактеризованных гидрогеологических структурах, и особенно в артезианских бассейнах, различных гидродинамических и гидрогеохимических зон, закономерно сменяющих друг друга по вертикальному разрезу. В общем случае зона свободного водообмена отождествляется с гидрогеохимической зоной пресных вод, а зона затрудненного водообмена с гидрогеохимической зоной солоноватых и соленых вод. При этом первая из них в артезианских бассейнах характеризуется кислородно-азотными и азотными растворенными газами, а вторая – азотно-метановыми и метановыми. К крупным зонам разломов приурочены очаги разгрузки аazonальных жильных холодных и термальных вод различного ионного и газового состава.

В формировании подземных вод зоны свободного водообмена и их естественных ресурсов на рассматриваемой территории определяющую роль играют процессы инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод в горные породы по системам пористых и трещинных коллекторов до глубины от нескольких десятков до первых сотен метров. Режим подземных вод этой зоны зависит главным образом от количества выпадающих атмосферных осадков и их сезонности. С зоной свободного водообмена связаны значительные ресурсы подземных вод, пригодных для целей хозяйственно-питьевого водоснабжения. Наиболее перспективными в этом отношении являются водоносные комплексы четвертичных рыхлых отложений и обводненные зоны тектонических разломов, по которым происходит разгрузка трещинно-жильных вод. Воды затрудненного водообмена большей частью не могут использоваться для этих целей, т. к. они практически повсеместно солоноватые или соленые.

На территории листа зафиксировано множество минеральных и холодных источников разнообразных по химическому и газовому составу. Кроме того, в артезианских и адартезианских бассейнах минеральные и термальные воды вскрыты скважинами на разных глубинах. На гидрогеологической схеме показаны провинции минеральных вод. Большинство минеральных вод территории являются термальными, и значительная часть их может рассматриваться в качестве источника тепловой энергии, альтернативного завозимому с материка углеводородному топливу. Подробная характеристика месторождений и проявлений минеральных холодных и термальных вод приведена в гл. «Полезные ископаемые».

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Рассматриваемая территория включает наиболее освоенную в экономическом отношении часть Камчатки. Здесь находятся ряд удобных бухт (Авачинская, Ягодная, Богатыревка и др.) и благоприятные для освоения ландшафты широких долин (Авача, Камчатка, Озерная), однако большую часть площади занимают неблагоприятные ландшафты интенсивно расчлененных горных склонов и заболоченных равнин.

Территория листа, согласно схеме ландшафтного районирования СССР, относится к бореально-субарктической зоне лугово-лесной ландшафтной подзоне с отчетливо выраженной поясной зональностью и преобладающим развитием лесных вулканических почв. Многообразие ландшафтных обстановок на территории в значительной степени определяется ее неотектоническим развитием и вулканической деятельностью.

По В. Е. Быкасову [13], выделено восемь типов местности (типов ландшафтов), сменяющих друг друга сверху вниз: 1) скально-нивальный каменисто-пустынный; 2) гольцовый горно-тундрово-луговой; 3) подгольцовый горно-стланиковый; 4) делювиально-склоновый горно-лесной; 5) предгорный холмисто-увалистый лесной (или тундровый); 6) надпойменно-террасовый равнинно-лесной (или равнинно-тундровый); 7) пойменно-лугово-лесной; 8) равнинный тундрово-болотно-луговой.

Характерной чертой ландшафтного районирования является вертикальная и латеральная зональность, обусловленная закономерной сменой типов растительности вниз по рельефу и контрастной сменой климатических условий с запада на восток.

Высотная (вертикальная) зональность отчетливо проявляется в постепенном переходе каменисто-пустынных и мохово-лишайниковых и кустарничковых тундр высокогорий к ольхово-кедровым стланиковым среднегорьям, ниже — к елово-лиственным лесам и редколесьям низкогорий, затем к лесо-луговым равнинам долин с пойменными тополово-ивово-ольховыми лесами вдоль русел рек, и далее — к низинным болотам с осоко-вейниковой и кустарниковой растительностью и лугам кустарничковым и пустошам.

Латеральная зональность проявляется в изменчивости ландшафтов с запада на восток, когда прибрежно-тундровые и болотные ландшафты западного побережья Камчатки постепенно сменяются по мере повышения рельефа лесными каменно-березовыми ландшафтами Западно-Камчатской низменности, горными каменно-березовыми, горными стланиковыми и горными тундровыми ландшафтами Срединного хребта, лесными ольховыми, белоберезовыми и хвойными ландшафтами Центрально-Камчатской низменности, и далее — к прибрежно-лесным

каменно-березовым и стланиковым ландшафтам восточного побережья Камчатки. Отличие ландшафтов Восточного побережья Камчатки от их аналогов в Среднем и на западных склонах Восточно-Камчатского хребта заключается в большем объеме продуцируемой биомассы в условиях более влажного морского климата.

Важнейшее значение для характеристики ландшафтов территории имеет современная вулканическая деятельность, с которой связано формирование четвертичных вулканических и пепловых покровов, распространенных на территории зонально. Мощности пепловых покровов закономерно убывают с востока на запад и с юга на север в соответствии с размещением в регионе основных очагов вулканической активности. Вся территория листа N-57 подвержена воздействию пеплопадов. По мощности пирокластических отложений на исследуемой площади выделяются три зоны (с запада на восток): зона слабых пеплопадов (< 20 см), умеренных пеплопадов (20–1500 см) и сильных пеплопадов (> 1500 см). Состав пепловых отложений существенно влияет на уровень концентраций химических элементов в ландшафтах: чем больше мощность пепловых отложений – тем ниже концентрации химических элементов.

В целом, ландшафтно-геохимические условия на территории листа N-57 определяются интенсивностью расчленения рельефа, изменчивостью климата по мере продвижения внутрь полуострова от влажного морского до умеренно влажного резко континентального, процессами современного вулканизма, определяющими специфические особенности формирования почв и рядом других факторов, влияющих на миграцию химических элементов и на образование геохимических аномалий [287].

Соответствующие различным ландшафтам морфоструктурные подразделения выделены на карте цветом. Подробное описание морфоструктурных подразделений дано в условных обозначениях к Эколого-геологической карте.

Геохимическая характеристика компонентов природной среды приведена по материалам [154, 250, 251, 287, 389, 408, 414].

Расчетные параметры [287] регионального геохимического фона для компонентов природной среды приведены в табл. 8.

Т а б л и ц а 8

Фоновые содержания химических элементов в компонентах ПГС

Химический элемент	ПДК*, г/т	Фоновые содержания химических элементов, г/т			
		в почвенном горизонте «А»	в почвенном горизонте «В»	в донных отложениях	в коренных породах
B		6,7	3,0	2,6	2,5
P		319	–	–	–
Sc		17	17	14	20
Cu	52	54	65	60	25
Pb	32	19	14	15	70
Ti		3291	4141	3391	20

Химический элемент	ПДК*, г/т	Фоновые содержания химических элементов, г/т			
		в почвенном горизонте «А»	в почвенном горизонте «В»	в донных отложениях	в коренных породах
As	2	–	–	26	400
Mn	1500	712	1050	1192	30
Ga		20	18	19	1000
W		–	–	1,6	20
V	150	137	207	219	300
Cr	100	59	219	211	300
Ge		–	–	0,5	0,75
Ni	45	22	23	25	30
Bi		–	–	0,5	–
Ba		348	577	503	700
Be		0,6	0,5	0,3	0,5
Mo		1,7	2,5	2,3	2
Sn	20	1,5	2,3	2,3	3
Y		13	17	15	20
Li		21	16	16	30
Cd	5	–	1,4	1,5	3
Zr		176	209	166	200
Ag		0,07	0,03	0,05	0,1
Yb		2,1	2,3	1,9	2
Zn	91	77	101	111	150
Co	50	20	22	26	30
Sr		91	243	212	300
Hg	2,1	0,03	0,11	0,19	0,3
Au		–	–	0,002	0,001

* Для почв приведены нормативы ПДК для валовых концентраций этих микроэлементов с учетом их ориентировочно-допустимых концентраций (ОДК).

На изученной территории отмечается повышенный уровень содержаний Cu, Cr и V во всех компонентах ПГС (от 1,1 ПДК до 2–3 ПДК), а также близость значений средних содержаний большинства химических элементов в донных пробах и почвенном горизонте «В», а также существенные расхождения между содержаниями в почвенных горизонтах «А» и «В».

В рассматриваемых компонентах природной среды вариации фона основных рудных элементов составляют от 1,5–2 до 10-кратных превышений максимальных значений над минимальными. Наиболее существенны они в донных отложениях и почвах горизонта «А», наименее существенны – в почвах горизонта «В».

Привести значения регионального фона для растительности не представляется возможным из-за наличия значительных вариаций концентраций микроэлементов в разных видах, периодах вегетации и годах опробования растительности. Изучение растительности проводилось на локальных и, как правило, техногенно-нарушенных участках: в районе золоторудных месторождений или в районе городской агломерации [408, 389, 250, 251, 154].

Отличительными геохимическими признаками вулканических почв территории Камчатки являются следующие особенности: устойчиво повышенные содержания химических элементов-сидерофилов (Sc, V, Cr, Co) во всех компонентах среды и устойчиво пониженные относительно кларков содержания элементов-литофилов (Li, B, P, Y, Yb, Zr); устойчивое превышение кларка во всех компонентах природной среды для большинства халькофилов (Cu, Pb, Cd, As, Bi) и Mo.

Природная миграция и дифференциация химических элементов в ландшафтах территории имеет свои ярко выраженные закономерности.

Радиальная дифференциация в вулканических почвах, в связи с их промывным режимом в условиях обилия атмосферных осадков, определяется общей тенденцией выноса подавляющего большинства химических элементов из почвенного слоя во всех типах ландшафтов и относительно богатым почвенным горизонтом «А» только Ag, Pb, As, Be, Li и В (табл. 9), среди которых доминируют органо-металлические (Ag), карбонаты (Pb), арсенаты кальция (As) и др. [287].

Т а б л и ц а 9

Характеристика радиальной и латеральной миграции химических элементов в ландшафтах

Показатели миграционной способности	Группировка химических элементов по значениям показателей миграции			
	>1	1	< 1	≥ 1
Коэффициент радиальной миграции*	Ag, Pb, As, Be, Li, В*	Ga, Sc, Yb	Hg, Cu, Zn, Mo, Sn, Mn, V, Cr, Ti, Y, Zr, Ba, Sr	Ni, Co
Коэффициент местной миграции*	Au, Ag, Pb, Hg, As*, Be, Co, Ga	Cd	B, Sc, Cu, Mo, Ti, Y, Yb, Zr, Ba, Sr	Zn, Mn, V, Cr, Ni, Sn, Li

* Коэффициенты радиальной и местной миграции для As – по данным А. И. Перельмана, 1998.

Почвенный горизонт «В» обогащен Hg, Cu, Zn, Mo, Sn, Mn, V, Cr, Ti, Y, Zr, Ba, Sr относительно верхнего гумусового горизонта, из которого они интенсивно вымываются.

Дифференцированно в различных типах ландшафтов ведут себя Ni и Co, которые преимущественно накапливаются в почвенном горизонте «А» во всех типах горных ландшафтов и выносятся из этого горизонта в ландшафтах равнин и низменностей.

Изучение распределения подвижных форм в почвенном профиле показало максимум подвижности химических элементов в горизонте «А» и особенно меди. При этом в почвах Восточной Камчатки подвижность химических элементов намного выше за счет более обильных атмосферных осадков, обуславливающих промывной режим. Исходя из известного факта особой экологической опасности подвижных форм металлов, можно предположить их немаловажный вклад в формирование неблагоприятной кризисной экологической обстановки на территориях городских агломераций Юго-Восточной Камчатки.

При латеральной миграции химических элементов в ландшафтах продолжается дальнейшая дифференциация элементов. Донные отложения обогащены относительно почв основными элементами золото-серебряного оруденения: Au, Ag,

Pb, Hg, As, а также Be, Co, Ga и обеднены В, Cu, Mo, Sr и S, которые участвуют в формировании растворимого стока. Для концентраций Zn, Mn, Cr, Ni, Sn отмечается зависимость от ландшафтных условий. Повышенные их концентрации в донных отложениях характерны для лесных ландшафтов равнин и предгорий, а пониженные — для горных ландшафтов.

Основной причиной значительных вариаций фона в донных отложениях разных типов ландшафтов являются не различия в условиях миграции химических элементов, а соотношения между «породной» и «пепловой» составляющей, участвующей в формировании аллювия. Например, мощность пепловых покровов увеличивается с запада на восток и, соответственно, с запада на восток уменьшается влияние породного фактора.

Отличительной особенностью растительности Камчатки является дефицит в ней ряда химических элементов. В соответствии с классификацией А. И. Перельмана, 1998, изучаемая территория относится к биогеохимической провинции типа W, где в условиях расчлененного рельефа преобладают ландшафты кислого класса. Кислотное выщелачивание способствует выносу из почв биологически необходимых компонентов — кальция, натрия, калия, магния, фосфора, фтора и ряда микроэлементов: Co, Cu, Mo и Zn, что ведет к минеральному голоданию и развитию различных «биогеохимических эндемий дефицитности».

Практически во всех растениях региона [389] отмечается вынос широкого спектра микроэлементов. В разряд дефицитных попадают Mo, V, Cr, Zn, Co, Ni, Cu и Mn. При этом концентрации Mo, V, Cr почти на порядок ниже кларка; содержания Zn, Co, Ni, Cu, Mn меньше в 2–3 раза. Значения Pb, Ba и Sr — слабо повышенные, до 1,5–2 раз выше фона. Отмечена обратная зависимость уровня концентрации химического элемента в растениях от количества атмосферных осадков в период опробования (чем больше осадков — тем меньше концентрации микроэлементов).

Донные отложения урбанизированных территорий накапливают широкий спектр элементов с высокими (Кс до 10) концентрациями Hg, Zn, Pb, Cu, Cr, Ni, Co и Ag. Городские озера — Халактырское и Култучное — стали по сути дела городскими отстойниками, в водах которых [408] содержание кадмия достигает 3,8 ПДК и 4,4 ПДК, а марганца — 1,3 ПДК и 4,2 ПДК соответственно.

Подземные и поверхностные воды на данный период еще обладают высоким качеством для питьевого назначения в связи с их низкой минерализацией и околонейтральной реакцией. Однако промышленно-бытовые и сельскохозяйственные стоки урбанизированных территорий существенно ухудшают состояние вод мелких водозаборов, в большинстве которых уже отмечается превышение ПДК по некоторым компонентам.

Вдоль побережий в местах низменных пойм и лагун происходит засоление подземных вод морскими с повышением хлора и магния. Рудопроявления способствуют накоплению сульфат-иона, мышьяка и свинца в концентрациях до 1,5 ПДК, и повышению концентраций хрома, никеля и серебра до 10–100 Кс.

В результате антропогенной деятельности происходит загрязнение подземных и поверхностных вод аммонием до 70 ПДК, кадмием и мышьяком до 5 ПДК, нефтепродуктами > 10 ПДК, поверхностно-активными веществами — 4,5 ПДК, серебром до 2 ПДК, ухудшается обеспеченность вод кислородом, возрастает минерализация, растет щелочность, повышается содержание гидрокарбонат-иона

(Кс 2–16), меняется катионный состав, увеличивается содержание магния (Кс 2–35), натрия и кальция (Кс 1,5–15).

Наиболее сильному антропогенному воздействию подвержена Авачинская бухта. Химический состав ее морской воды в районе г. Петропавловск-Камчатский вблизи места сброса сточных вод хлоридно-натриевый, с минерализацией от 10 300 до 22 500 мг/л в зависимости от степени разбавления пресной водой (для сравнения: в поверхностных водах региона минерализация от 114 до 250). При этом в отдельных пробах превышена концентрация бора до 4 ПДК (2,2 мг/л) и несколько повышен фтор (Кс до 2), хотя нитратов в 3 раза меньше фоновых значений.

Вблизи г. Вилючинск вода опресненная сульфатно-хлоридно-натриевая с минерализацией 327 мг/л и сходна с составом здешних напорных подземных вод. В 1991 г. здесь в отдельных пробах донных осадков обнаружены следы короткоживущих радиоизотопов (йода – 131), что свидетельствует о наличии радионуклидного техногенного загрязнения.

По данным ежегодных режимных наблюдений Камчатского УГМС, гидрохимические показатели морской воды ухудшаются. Особенно заметно уменьшается содержание в ней растворенного кислорода. Это свидетельствует о загрязнении бухты, вызванном увеличением объема поступлений неочищенных стоков и нефтепродуктов при аварийных сбросах. Наибольшее загрязнение нефтепродуктами отмечается вдоль восточного побережья Авачинской губы, где расположен областной центр, места стоянки судов и выпуски сточных вод, причем максимальное значение нефтепродуктов (до 10 ПДК) зафиксировано в бухте в 1989 г.

В пределах акватории Авачинской бухты [408] выявлены участки опасного и чрезвычайно опасного уровня загрязнения тяжелыми металлами: Cd – 4 ПДК, Pb – от 2–10 до 57 ПДК в единичной пробе донных илов бухты Сероглазка (г. Петропавловск-Камчатский) и 90 ПДК в пляжных отложениях г. Вилючинск; Zn до 10 ПДК; Cu до 54 ПДК, а также Mo, Cr, Ag до 1–2 ПДК. Доказан природный генезис аномалий Cu, Cr и Mo – это сульфидная минерализация и базальтовые лавы и вулканические шлаки. Для Cd, Pb и Zn отмечена линейность аномалий вдоль побережья и их приуроченность к городским агломерациям, что указывает на их техногенный генезис. Выявлены значительные по площади участки радиационного заражения вод акватории бухты вблизи г. Вилючинск.

Геохимические аномалии в донных осадках территории имеют, как правило, природный генезис, многокомпонентны (As, Cu, Pb, Zn, Co, реже Ni, Cd и Sn), невысокой контрастности (Кс от 1,5 до 3, реже 5–7) с преобладанием металлов 1-го и 2-го классов опасности. На восточном побережье отмечаются аномалии бора (Кс 8–12), имеющие литогенный (ландшафтный) генезис. Поскольку сопоставление концентраций в донных осадках с ПДК почв не корректно, то при интерпретации аномалий использовался суммарный показатель загрязнения Zc. В большинстве аномалий Zc не превышает 6–10, реже 12–14, и лишь в единичной аномалии восточнее оз. Кроноцкое Zc = 17. Этот факт характеризует слабый, умеренно опасный уровень загрязнения донных осадков изучаемой площади.

Геохимические аномалии в почвах выявлены в Среднем хребте. Они имеют природный генезис, представлены комплексными среднеконтрастными ореолами Cr-Ni-(Co) с уровнями концентраций от 6 до 11 ед. фона и от 2 до 20 ПДК, а также контрастными ореолами Hg со значениями от 30 до 55 ед. фона и от 3,5 до 5 ПДК.

Аномалии в грунтовых водах выявлены у подножия вулканов Ключевской группы, они имеют породный генезис, монокомпонентный состав (Mn, или Cd, или Ba) и низкий уровень концентраций (от 1,1 до 2 ПДК), что свидетельствует о слабом уровне загрязнения водной среды в регионе.

Радиоактивность природная и техногенная невысокая. Гамма-излучение, содержания радионуклидов и радона находятся на фоновом уровне, характерном для глобальных выпадений. Практически отсутствуют радионуклиды искусственного происхождения которых не установлено существования негативного воздействия на радиологическую обстановку местности кораблей Тихоокеанского флота.

Территория характеризуется невысокой суммарной радиоактивностью (250–380 Бк/кг), что в 2–3 раза ниже ПДК. Вариации гамма-поля меняются от 5 до 14, реже 20 мкР/ч. Почвы незначительно заражены изотопами ^{137}Cs и ^{90}Sr , средние содержания которых на один-два порядка ниже регионального фона Байкала, а максимальные их значения, но не превышающие ПДК, отмечаются вблизи г. Вилючинск (66,6 и 15,1 мКи/км² соответственно).

Однако, как показали результаты обобщения 6-летних анализов и замеров специализированной радиологической лаборатории г. Вилючинск за период с 1.12.1989 по 1.12.1995 г., измеряемые показатели хотя не достигли значений ПДК, но усматривается четкая тенденция нарастания год от года напряженности радиационной обстановки [251]. Нарращивание гамма-фона составило около 1 % в месяц от первоначального значения, а увеличение концентраций радиоактивных элементов за 1993–1995 гг. составило около 9 % в бентосе и до 15–16,5 % в морской рыбе (значения варьируют от 0,33–0,4 нКи/кг – в бентосе; до 18,7–25,2 нКи/кг в рыбе). В наземной растительности до 1991 г. наблюдались фоновые концентрации радиоактивных элементов, а с 1995 г. это загрязнение превысило ПДК. Наиболее благополучны почвы и донные осадки, где уровень концентрации радионуклидов близ фоновый. В связи с этим необходимо продолжать наблюдения за изменением радиационной обстановки для принятия своевременных мер.

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ЭКОЛОГИЧЕСКУЮ ОБСТАНОВКУ

На территории находится около 30 действующих вулканов, более 100 групп термальных и минеральных источников, гейзеры. В то же время, эта площадь является самой населенной и экономически освоенной на Камчатке. Здесь расположены все три города, десятки поселков и самая разветвленная дорожная сеть.

Экологическая обстановка на площади формируется благодаря сочетанию природных условий и хозяйственной деятельности. Расположение территории на границе «континент–океан» обуславливает ее высокую сейсмичность и активный вулканизм. Эти опасные и периодически проявляемые эндогенные процессы оказывают определяющее негативное воздействие на среду обитания человека. Чуть меньшая степень неблагоприятного воздействия и опасности исходит от быстро текущих экзогенных процессов: сели, лавины, цунами и др.

Сейсмическая опасность включает в себя как собственно землетрясения, так и их последствия – цунами.

Территория попадает в разные области интенсивности землетрясений: от 6–7 до 8–9 и даже 10-балльных. Наиболее сильным землетрясениям подвержено все восточное побережье Камчатки. До 80 % всех землетрясений и все наиболее сильные (с магнитудой более 7,7) происходят на глубинах 0–50 км; оставшиеся 20 % в

равных долях происходят на глубинах 50–100 и 100–600 км. Большинство средне- и глубоководных землетрясений приурочены к сейсмофокальной зоне, падающей под углом $\sim 57^\circ$ под полуостров и в 0–100-километровой зоне Курило-Камчатского желоба. К наиболее благоприятным в сейсмическом отношении грунтам относятся районы выхода скальных пород.

Город Елизово и ряд поселков центральной и западной части побережья Камчатки, включая пос. Паратунка, находятся в 7–8-балльной зоне. Города Петропавловск-Камчатский и Вилючинск и поселки восточного побережья относятся к 9-балльной зоне, в районе г. Вилючинск и пос. Рыбачий возможны и 10-балльные землетрясения. Разрушительные землетрясения (7–9 баллов) в Петропавловске-Камчатском произошли в 1737, 1841, 1904 гг., 4 (5) ноября 1952 г., 4 (5) мая 1959 г. и 24 (25) ноября 1971 г. Повторяемость землетрясений разной силы в Петропавловске-Камчатском следующая: 5 баллов – 15–25 раз в 100 лет, 6 баллов – 10–15 раз в 100 лет, 7 баллов – 4–6 раз в 100 лет, 8 баллов – 1–3 раза в 100 лет, 9 баллов – 1 раз в 300 лет.

При анализе расположения гипоцентров [389] выявлено, что наиболее опасными для г. Петропавловск-Камчатский являются землетрясения в 100-километровой зоне, происходящие в пределах выхода сейсмофокальной зоны на поверхность, и в зоне аккреационной призмы на глубинах от 10 до 100 км. Сверхглубокие землетрясения с эпицентрами на материке и с гипоцентрами в сейсмофокальной плоскости опасности для города не представляют. Могут быть опасными близкие материковые землетрясения, связанные с тектоно-магматическими процессами, как происшедший в январе–феврале 1996 г. рой землетрясений в районе Карымского вулкана.

Цунами и зачастую сопровождаются землетрясениями, нередко принимая катастрофический характер вдоль побережья. За 300 лет у берегов Камчатки отмечено 24 цунами, последние 17 из которых произошли в XX столетии. Самым катастрофическим было цунами 1952 г., вызвавшее подъем воды в Авачинской губе на 1,4 м, на мысе Шипунский на 5 м, а в с. Халактырское – на 5–10 м, где были разрушены здания, погибли люди и русло реки сместилось на 100 м. Во всех бухтах южнее бухты Безымянная подъем уровня воды был до 6–8 м, в результате в бухте Саранная была смыта коса со строениями. Цунамиопасным является практически все побережье, что необходимо учитывать при размещении поселков и временных стоянок рыболовецких бригад.

Цунамиопасность восточного побережья Камчатки обусловлена его близостью к зонам сильнейших цунамигенных землетрясений. Особенности структуры шельфа и береговой линии восточного побережья приводят к локальным усилениям волнового воздействия цунами на берег. При этом необходимо учитывать, что для близких цунамигенных землетрясений система предупреждения цунами не срабатывает, так как приход волны в г. Петропавловск-Камчатский может быть в течение 10–20 минут после сейсмического события.

Вулканическая опасность представляет серьезную угрозу для населенных пунктов. Основными видами вулканической опасности являются излияния лав, выбросы газа и пирокластики, сход лахаров и селей, пеплопады.

На территории листа находится около 30 действующих вулканов, особую опасность из которых представляют «городские» Авачинский и Корякский вулканы, находящиеся вблизи городов Елизово и Петропавловск-Камчатский.

При извержении Авачинского вулкана главная опасность будет исходить от горячей ударной волны направленного взрыва, обвально-взрывных отложений и лахаров. В 1991 г. жерло вулкана оказалось закупоренным лавовой пробкой, мощностью до 170 м и весом 20 млн т, поэтому в процессе следующего извержения вероятен обвал в южном и юго-западном секторе молодого конуса (где толщина стенки кратера минимальная), сопровождаемый направленным взрывом аналогичной ориентации. При этом обвальные и взрывные отложения распространятся по долинам рек Сухая Халактырская и Желтуха. Опасность от лавовых потоков и пироклаستيки невелика. Зона связанных с ними разрушений охватывает сектор 40–90°. Предполагаемая площадь зоны разрушений от 10 до 50 км² при ее длине 10–15 км. При удлинении периода относительного покоя или усиления активности вулкана увеличивается и степень вулканической опасности.

Общий объем пироклаستيки будет небольшой: на расстоянии более 10 км от центра извержения мощность выпавшей тефры не превысит 1–3 см. Главная опасность будет исходить от горячей ударной волны направленного взрыва, обвально-взрывных отложений и лахаров.

Вулкан Корякский находится в квазиравновесном состоянии, и при малейшем нарушении равновесия, даже при небольшом извержении, возникает возможность разрушения вулкана с обрушением раздробленной части в южном и юго-западном направлениях. Наиболее опасный сектор будет простирается от долины р. Сухая (Елизовская) до подножия экстррузивного массива на правом берегу р. Железная. В зависимости от силы извержения распространенность мощной толщи обвально-взрывных отложений составит 100–400 км², а край этого поля может быть удален от эруптивного центра на расстояние до 25–30 км.

При удлинении периода относительного покоя или смене режима вулканической активности в сторону ее усиления мощность будущего извержения возрастает. Увеличивается и степень вулканической опасности от каждого компонента извержения.

В связи с этим строительство населенных пунктов и хозяйственных объектов в юго-западном и южном секторах подножия вулканов Корякский и Авачинский в радиусе 12–15 км от их кратеров должно быть запрещено из-за высокой вулканической опасности. Никакие объекты не должны возводиться на всем протяжении сухих рек, начинающихся на склонах Авачинского и Козельского вулканов, поскольку каждая из них является потенциально лахароопасной.

Пеплопады являются одним из главных элементов вулканической опасности. Сильные пеплопады по своему воздействию на природную среду и хозяйственные объекты и влиянию на человека сопоставимы с другими катастрофическими явлениями. К категории сильных относятся вулканические пеплопады, в результате которых на земной поверхности откладывается более 1–2 см свежего неуплотненного пепла. Значительную угрозу пепловые облака представляют для самолетов аэропорта г. Елизово (пеплы переносятся на высотах 3–8 км в восточном направлении – вулканы Горелый и Мутновский; 4–10 км в северо-восточном для Авачинского вулкана). Длительность извержения с пепловыми выбросами – от нескольких часов до нескольких недель; дальность переноса – десятки, реже сотни километров. Игольчатая структура пеплов вредно отражается на органах дыхания, вонзаясь в легочные ткани человека и животных.

Источником пеплопадов в районе являются вулканы Авачинский, Корякский, Мутновский, Горелый, кроме того, выпадение пеплов может быть при извержениях вулканов Жупановской группы, Карымского, Опалы, Ходутки, Ксудача и даже Алаида (Курильские острова). Вероятность сильных пеплопадов в ближайшие десятилетия зависит от активности перечисленных вулканов. Однако на ближайшее десятилетие предполагается их невысокая активность и следовательно малая опасность пеплопадов: мощность выпавшего пепла не превысит 1 см, а дополнительная нагрузка составит не более 1 кг/м².

Селевая опасность исходит преимущественно от вулканов. Рассматриваемый район, по принятой в России классификации, принадлежит к Четвертому селевому району — району действующих вулканов Камчатки — наиболее активному в селевом отношении, где возможно формирование крупных селей различного генезиса (и не только вулканического). Вулканические горы способствуют возникновению селевых очагов: ледники и снежники служат мощным источником обводнения селевого массива, а отсутствие растительного покрова на склонах вулканов (выше 900 м) не оказывает сдерживающего влияния на формирование селей.

Самыми мощными и крупномасштабными селевыми потоками последнего десятилетия характеризуются южные склоны Корякско-Авачинской группы вулканов и вулкан Вилючинская Сопка с их селевыми потоками высокой плотности. Так, в 1981 г. во время циклона с Вилючинского вулкана сошел сель, похоронивший 5 человек.

Лавинная опасность в разной степени проявляется почти на половине территории листа. Площади снегосборной части лавиносборов варьируют в широких пределах: от 5–10 до 50–100 га. Помимо естественных благоприятных форм рельефа для возникновения лавиноопасности, в пределах населенных пунктов (г. Петропавловск-Камчатский, пос. Рыбачий) человеком при строительстве объектов на склонах искусственно создаются условия для схода лавин.

Важнейшим определяющим фактором индикации лавинной опасности является фактор подветренности склонов. Так, на юго-западных и западных склонах сходят до 80 % всех лавин, и даже в условиях низкогорья (в том числе на территории г. Петропавловск-Камчатский) этот фактор проявляется довольно четко. Таким образом, наиболее лавиноопасными являются левые склоны бассейнов рек, впадающих в Тихий океан (реки Вилюча, Саранная, Поперечная, Карымшина — верховья). Также наиболее лавиноопасным является правый (подветренный) склон бассейна р. Паратунка.

Рудные месторождения и термоминеральные источники являются природными источниками поступления в окружающую среду повышенных концентраций микроэлементов. Рудогенная золото-серебряно-полиметаллическая и медно-никелевая специализация пород района привносит в компоненты природной среды ряд токсичных тяжелых металлов в концентрациях, до 5–10 раз превышающих ПДК. Особенно опасен мышьяк, кадмий и таллий, которые относятся к высокотоксичным элементам и зачастую сопровождают оруденение или термальные воды. В местах рудопроявлений площадь негативного влияния на 1–2 порядка больше, в составе спектра загрязняющих веществ также присутствуют высокотоксичные химические элементы, хотя и в меньшем числе, но с высоким до опасного и чрезвычайно опасного уровня загрязнения по ряду нормируемых по ПДК.

Участки термопроявлений характеризуются наличием локальных гидрохимических аномалий (площадью до 0,5, реже до 1,5–2,5 км²) токсичных химических элементов 1-го и 2-го классов опасности (As, Zn, Hg, Cd, B, F, Li, Mo) с короткими путями миграции и с высоким и чрезвычайно высоким уровнем загрязнения, ведущим к формированию кризисной экологической обстановки.

В районах природных аномалий не рекомендуется длительное проживание, выращивание овощной продукции и сбор дикоросов. При разработке месторождений следует уделять пристальное внимание защите почв и поверхностных вод от загрязнения, особенно в районе расположения хвостохранилищ.

Хозяйственная деятельность человека вносит весомый вклад в ухудшение экологической обстановки, поскольку она неразрывно связана с развитием земледелия, промышленности и т. д., а следовательно – и с усилением процессов эрозии почв, и с загрязнением природной среды тяжелыми металлами и опасными токсичными веществами.

Природоохранная деятельность способствует улучшению экологической обстановки и сохранению природной среды в естественном состоянии. На изучаемой площади создана целая система особо охраняемых природных территорий различных категорий, видов и различного уровня (от федерального до регионального и местного значения), общей площадью до 4 млн га, что составляет около 35 % от всей площади.

В восточной части территории располагается один из самых первых и наиболее известных заповедников России – биосферный заповедник «Кроноцкий» с Долиной Гейзеров и кальдерой Узон. С целью охраны редких видов животных, птиц и растительности на изучаемой площади создано 11 государственных заказников регионального значения, а места с уникальными природными объектами объявлены памятниками природы регионального значения (42 памятника природы), созданы четыре природных парка регионального и один природный парк местного значения, а также две санаторно-курортные местности: курорт Паратунка и Малкинские минеральные углекислые источники.

Уникальность шести наиболее значимых природных объектов признана мировым сообществом, и они в 1996 г. были включены в Список Объектов Всемирного природного наследия ЮНЕСКО. К ним относятся Кроноцкий государственный природный заповедник, Южно-Камчатский заказник федерального значения, и четыре природных парка регионального значения: Налычевский, Быстринский, Ключевской и Южно-Камчатский.

Состояние окружающей среды определяется влиянием ряда факторов не только природного, но и техногенного происхождения. На качество эколого-геологической обстановки в большей степени влияют опасные природные факторы, к которым следует отнести активный вулканизм, высокую сейсмичность, сейсмоактивные разломы, в зоне которых может происходить наращивание балльности землетрясений; последствия землетрясений – цунами, широкое развитие экзогенных процессов (обвалы, оползни, сели, лавины), а также неблагоприятные метеоусловия (ураганы, тайфуны, циклоны с дождями и метелями). Непредсказуемый грозный природный фактор, способный вызвать катастрофические изменения среды, сложно предугадать и почти невозможно избежать их. Проявление этого фактора может привести к катастрофическим последствиям.

Выделяются две категории неудовлетворительных природных условий.

К первой категории относятся наиболее опасные, труднопрогнозируемые и быстро протекающие явления (процессы) — это преимущественно сейсмичность и, в меньшей степени, современный вулканизм, экзогенные процессы — сели и лавины менее опасны из-за своей удаленности от основной массы жилых и хозяйственных объектов.

Вторая категория — все остальные процессы, определяющие естественное состояние природной геологической среды, в том числе: проявленность экзогенных геологических процессов (ЭГП), интенсивность геохимического и радиоактивного загрязнения почв, поверхностных и грунтовых вод и т. д., техногенная нарушенность ландшафта и др.

Оценка состояния природной среды и экологической обстановки выполнена по факторам второй категории опасности. Более 85 % территории практически не освоено человеком, поэтому экологическая обстановка там определяется как благоприятная.

Выделены четыре градации состояния эколого-геологической обстановки:

1. *Благоприятное состояние* характерно для территорий, практически не затронутых антропогенным воздействием, где вмешательство человека в природные процессы связано лишь с охотничьим промыслом и рыболовством, реже — прогонным оленеводством. К этой градации относится практически 75 % площади: практически вся территория Восточно-Камчатского вулканического пояса, п-ов Кроноцкий, обширные пространства в северной и восточной части Срединного хребта, прибрежная часть Западно-Камчатской низменности.

Изменения природной среды здесь практически не выявлены, геохимические и радиоактивные аномалии отсутствуют, или локальны и слабоконтрастны. Скорость восстановительных процессов в ландшафтах выше темпа антропогенных нарушений.

Однако по проявленности экзогенных геологических процессов значительная часть этой площади (как территория горной системы) обладает неблагоприятными условиями. Она мало пригодна для проживания и хозяйственной деятельности, но благоприятна для отдыха, туризма, а главное, для сохранения первозданной природной обстановки, качества природных вод и воздушной среды.

2. *Удовлетворительное состояние* характерно для 15 % территории со слабой, на локальных участках со значительной степенью антропогенной нарушенности. К этим участкам отнесены места проведения геологопоисковых работ на нефть и газ на Западно-Камчатской равнине, сельскохозяйственно освоенные территории без проведения водных мелиораций с мелкими промышленными предприятиями и СОТаи, участки ограниченной лесотехнической деятельности (с небольшими по объему рубками леса) в долинах рек Камчатка и ее притоков (реки Быстрая, Плотникова, Авача и др.), а также линейные участки вдоль автодорог и трассы газопровода.

Изменения природной среды на этих участках могут быть существенны, но восстановительная способность ландшафтов еще не нарушена, и они способны к самовосстановлению при устранении негативного экологического фактора (отмечается быстрое — до 2–5 лет зарастание просек дорог, горных выработок и др.). Кроме того, в эти территории включаются участки геохимических аномалий с умеренноопасным уровнем концентрации тяжелых металлов и загрязняющих веществ

(от 1 до 5 ПДК в зависимости от класса опасности элемента) и невысоким значением суммарного показателя загрязнения (Z_c 8–16).

3. *Напряженным состоянием* характеризуются около 5–7 % территорий, экологические нарушения на которой вызваны интенсивной лесо- и сельскохозяйственной деятельностью, мелиорацией, проведением разведочных и эксплуатационно-добычных работ на золоторудных и медно-никелевых месторождениях, где отмечается значительная степень нарушенности природных ландшафтов, сопровождающаяся активизацией химического загрязнения.

К ним относятся участки рудных аномалий с высоким уровнем концентрации тяжелых металлов и токсичных веществ (1,5–2,5 ПДК для 1-го класса опасности, 2,5–5 ПДК для 2-го класса опасности и до 5–10 ПДК для элементов 3-го класса опасности) и высоким значением суммарного показателя загрязнения (Z_c 16–32).

Напряженная экологическая обстановка отмечается на территориях сплошных площадных рубок хвойных лесов в долине р. Камчатка. Здесь с 1990-х годов из-за уничтожения «хвойного острова» усилились весенние паводки, что привело к перепрофилированию дна и берегов нерестовых рек, повышению мутности вод и заиливанию нерестилищ, к резкому снижению биопродуктивности р. Камчатка. Основные изменения природной среды на этих участках заключаются в развитии таких экзогенных процессов, как глубинная и боковая эрозия и заболачивание, ведущее к формированию органического загрязнения.

Обострение экологической ситуации вызвано значительными нарушениями природных ландшафтов (вырубки леса, разработка месторождений), обусловившими активизацию экзогенных процессов (эрозию, дефляцию, оползни и др.) и ведущими к загрязнению почв и водотоков токсичными компонентами рудных тел месторождений.

4. Районы *кризисной обстановки* отмечаются на 3–5 % территории, приурочены к долинам рек Авача, Корякская и Плотникова, к ним же относятся урбанизированные территории городов и районы активного землепользования. К территориям с кризисной экологической обстановкой относятся также участки природных и техногенных аномалий с очень высоким уровнем концентрации химических элементов (от 2,5 до 20 ПДК в зависимости от класса их опасности) и значением суммарного показателя загрязнения Z_c от 32 до 128.

В районах городской и поселковой агломерации наблюдается сильное загрязнение компонентов среды на значительных площадях широким спектром токсиантов с опасным и чрезвычайно опасным уровнем загрязнения. Ухудшение качества поверхностных и подземных вод в местах проживания основной части населения требует принятия срочных мер по оздоровлению экологической обстановки в городских агломерациях.

На территориях сельхозугодий высока доля эрозионных и дефляционных процессов, мала насыщенность ее необходимыми элементами питания роста растений, что понижает качество земель и ее плодородие. Почвы мелиорируемых полей в процессе использования имеют тенденцию к обогащению верхнего почвенного слоя свинцом, при наблюдаемом выносе цинка, меди, хрома и стронция. В водах и илах дренажных мелиоративных канав из-за их заиливания и формирования восстановительной обстановки идет накопление тяжелых металлов и органических веществ. Динамика изменения в следующем: для крупных участков интенсивной сельскохозяйственной деятельности (долина рек Авача и Корякская) характерны

дефляционные процессы, связанные с выдуванием, вымыванием и потерей гумуса. По данным Елизовской станции защиты растений [27, 28], потери гумуса из пахотных земель этой территории составляют до 40 % за 15–20 лет. А в результате весеннего снеготаяния и ливневых дождей происходит интенсивный смыв почв, равный 13–34 т/га в год (или 1–2 % гумусового слоя) и вынос в реки азота, фосфора, калия и ядохимикатов. Однако в целом площади сельхозугодий, благодаря высокому фильтрационным свойствам вулканических почв, характеризуются хорошей способностью к самоочищению от тяжелых металлов, пестицидов, углеводородов и поверхностно-активных веществ (ПАВ). Поэтому в последнее десятилетие негативное воздействие сельскохозяйственного производства в связи с экономическим спадом уменьшилось, сократилась доля включенных в севооборот полей, уменьшилась доза вносимых минеральных удобрений и пестицидов, из-за зарастания полей уменьшилась дефляция.

Кризисным состоянием характеризуется территория Петропавловск-Елизовско-Виллючнской агломерации. Здесь практически полностью преобразованы природные комплексы, наблюдается высокое общее загрязнение компонентов природной среды с формированием техногенных геохимических и биогеохимических аномалий.

Направленность изменения состояния выражается в наращивании химического загрязнения тяжелыми металлами и органическими веществами всех компонентов природной среды и в активизации оползневых процессов при несоблюдении правил строительства на склоновых участках. При этом продолжающийся снос токсических веществ в Авачинскую бухту может создать в ней экологическую ситуацию, близкую к катастрофической, так как водообмен ее с акваторией океана минимален.

Основной уровень загрязнения водной среды определяется бытовыми и промышленными стоками, которые обогащены тяжелыми металлами и органическими соединениями. Главным компонентом загрязнения в стоках является аммоний (до 60 ПДК), а также превышена норма по хлоридам, сульфатам, нитратам, БПК, СПАВ и ряду тяжелых металлов (до 3 ПДК). Сточные воды негативно влияют на состав поверхностных и подземных вод урбанизированной территории. Так, по индексу загрязненности за период 1985–1995 гг. отдельные водотоки из категории «умеренно загрязненных» перешли в категорию «загрязненных» (р. Красная, р. Кирпичная), а притоки рек Авача, Быстрая и Паратунка – к «умеренно загрязненным».

По сравнению с 1960 г. минерализация вод в пределах агломерации увеличилась в 2,5–4,5 раза, что свидетельствует об общем увеличении загрязнения поверхностных вод.

В результате техногенеза ухудшается качество и подземных вод. Отмечено [389], что из 51 водозабора, эксплуатируемых в пределах Елизовского района, по 37 отмечается загрязнение подземных вод: по нитритам (на 15 водозаборах), аммоний (на 8), по железу (на 9).

В результате функционирования Елизовского водозабора на площади вокруг него сформировалась обширная воронка депрессии (глубина в центре достигает 11 м), которая способствует проникновению техногенного загрязнения.

В результате площадного поверхностного стока с урбанизированных территорий идет активное загрязнение прибрежно-морских вод и донных осадков Ава-

чинской бухты. Состояние экологической обстановки в районе Авачинской бухты напряженное, а участками – кризисное из-за постоянного стока в нее с поверхностными и подземными водами массы вредных природных и техногенных веществ. В результате этого в донных осадках бухты вдоль береговой линии г. Петропавловск-Камчатский сформировались контрастные аномалии тяжелых металлов с участками наибольшего загрязнения в бухтах Раковая, Сероглазка, Завойко, Сельдевая и в районе Богородского озера.

По благоприятности ПГС для сельскохозяйственного использования территория делится на несколько районов:

1) неблагоприятные для землепользования горные районы. Здесь основная опасность исходит от природных явлений: оползни, сели, лавины, извержения и т. д.;

2) условно благоприятные районы всхолмленных предгорий и равнин, сложенных водно-ледниковыми и пролювиальными отложениями. Возможно использование в сборе дикоросов; при сельскохозяйственном использовании наступает быстрая потеря плодородия почв, усиливается эрозия и плоскостной смыв, происходит заиливание водотоков;

3) благоприятные районы – широкие долины рек, сложенные аллювиальными, аллювиально-озерными, аллювиально-морскими и болотными отложениями. Возможно длительное использование земель с внесением необходимого комплекса питательных компонентов. Негативные изменения заключаются в накоплении токсикантов в донных пробах и заиливании мелиоративных систем. Наиболее благоприятными в экологическом отношении можно считать площади пологонаклонных водно-ледниковых равнин. Здесь слабы природные геохимические аномалии и неустойчивы техногенные.

Учитывая отмеченную выше направленность изменений ГС, следует размещать сельскохозяйственные поля с овощной продукцией на аллювиальных речных террасах с дерново-луговым типом почв (характеризующихся более высокой способностью к самоочищению) и на определенном удалении от интенсивных загрязнителей: от автотрассы – до 0,5 км; от ТЭЦ до 2 км; от аэропорта – до 2–5 км, особенно в зоне взлета. На сельхозугодьях, расположенных в пределах природных и техногенных аномалий, для уменьшения вреда здоровью населения, предпочтительнее выращивать кормовые травы, чтобы удлинить прохождение тяжелыми металлами пищевой цепи.

Рекомендуемые мероприятия по улучшению экологического состояния территории

Комплекс необходимых мероприятий по улучшению экологической обстановки должен строиться на сохранении приоритетных видов природных ресурсов и здоровья населения.

Предлагаются следующие природоохранные мероприятия:

– осуществлять строительство сейсмоустойчивых зданий и сооружений. При выборе участков застройки – исключать места, находящиеся в зонах молодых разломов и депрессиях с большой мощностью чехла рыхлых отложений;

– не выделять под организацию СОТов земли у подножия вулканов и организовывать посадку лесозащитных полос на селе- и лавиноопасных участках;

— для селезащиты рекомендуется строить плотины-запруды, или же в комплексе или отдельно выполнять следующие меры содействия: задержание селевых выносов выше защищаемого объекта; отвод селевых потоков от защищаемого объекта; неосвоение селеопасных территорий;

— для охраны водных ресурсов осуществить строительство 10 полигонов и очистных сооружений с использованием современных технологий биологической очистки; расширять и обновлять канализационные сети в городах с применением коррозионно-устойчивых материалов;

— для уменьшения загрязненности атмосферы осуществить централизованное теплоснабжение от ТЭЦ-2 с закрытием мелких угольных котелен, восстановление или установку на трубах действующих мазутных и угольных котелен фильтров пылеочистки и уловителей газов. В перспективе, при окончании строительства газопровода на Камчатке, запланирован перевод ТЭЦ на газ;

— для охраны почв — ликвидация мест стихийных свалок и создание новых полигонов для бытовых отходов и отходов животноводческого комплекса, исключая попадание токсикантов в поверхностные и подземные воды. В сельскохозяйственных районах проводить мероприятия, уменьшающие эрозию почв и дефляцию. В местах природных и техногенных аномалий (на участках рудо- и термопроявлений в радиусе до 1–2 км, в 100–200 м от автодорог, в радиусе 2 км от ТЭЦ и 3–5 км от аэропорта) не выращивать овощную продукцию, не вести выпас скота и не собирать дикоросы;

— развивать рекреационное природопользование в районе горячих источников в сопровождении мониторинговых и контрольных мероприятий за качеством среды;

— наметить ООПТ территории, где хозяйственная деятельность запрещена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе обобщены все новейшие геолого-геофизические материалы, накопленные за последние 25 лет после завершения составления предыдущего издания этого листа, в первую очередь данные Госгеолкарт-200 второго поколения. Впервые в комплекте для этой территории составлены карты полезных ископаемых и прогнозно-минерагеническая, характеризующие современное состояние минерально-сырьевой базы региона и перспективы ее развития, а также создана эколого-геологическая карта, позволяющая оценить эколого-геологическое состояние среды со всем комплексом угрожающих геологических опасностей. Также впервые для территории листа приведены данные по геологическому строению дна акваторий, составлена тектоническая схема и на базе материалов глубинных геофизических профилей отражено глубинное строение региона.

Территория листа охватывает южную половину п-ова Камчатка, входит в состав Тихоокеанского подвижного пояса и в структурном отношении является составной частью Корякско-Камчатской покровно-складчатой системы, в которой выделяются Приохотско-Укэлаятская складчатая, Камчатско-Олюторская покровно-складчатая и Курило-Южнокамчатская складчато-блоковая зоны.

Общие особенности строения территории определяются ее положением в переходной зоне от континента к океану, обусловившим интенсивные проявления магматической и тектонической активности.

В геологической истории региона выделены эпохи, для каждой из которых характерны свои палеогеографические условия, при которых формировались геологические подразделения: эпоха позднего протерозоя—среднего палеозоя, эпоха раннего мела—раннего ипра, эпоха среднего эоцена (верхняя половина лютета)—плиоцена и эпоха плиоцена (гелазий)—квартера. Характерной особенностью для всех эпох является синхронное накопление осадочных отложений и вулканогенных образований, латеральное расположение которых отражено в легенде к геологической карте.

Особое значение в пределах рассматриваемой территории имеют впервые охарактеризованные зоны чешуйчато-надвигового строения, сопряженность складчатых структур с разрывными нарушениями, а также с горизонтальными движениями регионального масштаба, о чем свидетельствуют тектоно-гравитационные микститы — комплексы-показатели горизонтальных перемещений горных масс и зоны тектонических меланжей.

Все данные по рудным объектам отражены в работе по состоянию на 1.10.2005 г. Охарактеризованы горючие, металлические и неметаллические полезные ископаемые, подземные воды.

Наиболее значимыми для территории являются благородные и цветные металлы, коренное и россыпное золото, сконцентрированные в рудных районах и узлах, включая четыре месторождения коренного золота и серебра, 11 – россыпного золота, одно – сульфидное медно-никелевое месторождение.

Важнейшим ресурсом площади являются парогидротермы, подземные термальные, лечебные холодные и термальные минеральные воды, пресные питьевые воды. В их числе 13 месторождений и более 150 природных источников термоминеральных вод.

Практический интерес представляют также проявления углеводородов.

Выделено пять эпох рудообразования: палеозойская, мел-эоценовая, эоцен-миоценовая, миоцен-плиоценовая и плиоцена–квартера. Самыми перспективными на рудные полезные ископаемые являются эпохи мел-эоценовая, эоцен-миоценовая и миоцен-плиоценовая. В эпоху среднего эоцена–миоцена кроме формирования рудных месторождений и проявлений происходило накопление бурых и каменных углей. С морскими палеоценовыми и неогеновыми отложениями связаны проявления нефти и газа и малые месторождения газоконденсата.

Проведено минерагеническое районирование территории, определены прогнозные ресурсы разных категорий для минерагенических таксонов ранга рудных районов и рудных узлов и приведена их перспективная оценка. Даны рекомендации по направлению дальнейших работ на наиболее перспективных объектах.

Анализ и обобщение всех материалов по стратиграфии, магматизму, тектонике и геофизике, геоморфологии и гидрогеологии не только подвели итог этапу среднемасштабного картирования региона, но и позволили выявить нерешенные, слабо разработанные и дискуссионные вопросы, определяющие задачи и направления дальнейших исследований. К числу их относятся соотношение между метаморфическими образованиями колпаковской и камчатской серий и метаморфизованной хейванской свитой, определение возраста субстрата и время размыва протолита. Имеющиеся радиологические определения пока не полностью увязываются с геологической ситуацией и не дают надежных определений возраста субстрата.

Спорным вопросом остается объем и возраст андриановского метагаббрового комплекса.

Неоднозначно решен вопрос о составе и возрасте алисторского вулканического комплекса.

Особого внимания заслуживает гранитоидный интрузивный магматизм территории листа, изучению которого за последние десятилетия не было посвящено ни одной специальной работы академических и производственных организаций. Проблемы прежде всего касаются надежного определения возраста и структурного положения интрузий.

Так, дополнительного подтверждения требуют радиологические данные, полученные в последнее время во ВСЕГЕИ об одновозрастности образований крутогоровского и кольского интрузивных комплексов и о присутствии на рассматриваемой территории неизвестных здесь ранее проявлений эоценового гранитоидного магматизма, что имеет принципиальное значение для уточнения истории геологического развития региона и прогнозирования.

Дополнительного изучения требуют образования дукукского комплекса расчлененных интрузий с известной сульфидной кобальт-медно-никелевой минерализацией в связи с выявлением в его составе двух одноформационных групп пород поздне мелового и эоценового возраста. Причем предварительные данные об эоценовом возрасте формирования руд месторождения Шануч требуют изучения специфики состава пород и медно-никелевой минерализации как эоценовых, так и поздне меловых интрузивных массивов с последующим выделением их в самостоятельные комплексы. А наличие подобных расчлененных интрузий юрчического комплекса эоценового возраста в Ганальском хребте и близкого им по возрасту шипунского комплекса одноименного полуострова Восточной Камчатки обуславливает необходимость оценки перспектив их рудоносности.

Сведения о строении дна акватории основаны на результатах сейсмоакустических исследований и носят предварительный характер. Они могут быть существенно уточнены и дополнены в результате проведения дополнительного узелочного сейсмопрофилирования и бурения в пределах шельфа с исследованием полученного керна. Это позволит повысить достоверность прогнозных ресурсов углеводородов в пределах Восточно-Камчатской ПНГО. Изучение коренных пород без применения глубоководного бурения возможно лишь в немногих местах и связано с опробованием геологических комплексов, обнажающихся в молодых тектонических уступах и эрозионных врезках континентального склона. Ввиду сильного влияния ледового разноса драгирование здесь малоэффективно. Получение достоверных данных о составе, возрасте и геохимических особенностях коренных пород континентального склона возможно лишь с применением современных технических средств пробоотбора.

Остается нерешенной проблема алмазоносности. Находки алмазов в разновозрастных и разнотипных образованиях на территории листа (в четвертичных оливиновых базальтах и авачитах, поздне меловых—палеогеновых интрузивных ультрамафитах и пикритах), а также в россыпях на Камчатке за пределами листа свидетельствуют о вероятной «зараженности» глубинных зон региона этим ценным минералом. Очевидно, что наиболее вероятными алмазопродуктивными образованиями в регионе с учетом особенностей их состава являются пикриты повышенной щелочности «лампроитоидного типа», широко распространенные на Восточной Камчатке, в том числе и в виде трубок взрыва, в которых и были обнаружены единичные зерна алмазов. Присутствие в пикритах циркона, возраст которого около 2 млрд лет, позволяет предполагать наличие в пределах не только Западной, но и Восточной Камчатки древней «кратонизированной» коры, обычной для регионов известной алмазоносности. Определенным дополнительным подтверждением потенциальной алмазоносности пикритов являются находки алмазов в подобных глубинных образованиях других регионов Тихоокеанского подвижного пояса в Сихотэ-Алине и на о. Калимантан.

С учетом важной роли, которую в последнее время приобретают некимберлитовые источники алмазов, целесообразно вернуться с современных позиций к поднятой ранее проблеме перспектив алмазоносности пикритов Восточной Камчатки с постановкой специализированных заверочных работ.

Оценка прогнозных ресурсов минерагенических подразделений произведена по результатам предшествующих работ, в том числе поисковых и поисково-оценочных. Практически по всем рудным узлам, основным объектам прогнозной оцен-

ки отмечается увеличение прогнозных ресурсов по сравнению с апробированными отраслевыми институтами и рекомендованными к утверждению МПР РФ по состоянию на 1.01.2003 г., за исключением Порожисто-Гольцовского рудно-россыпного узла и Ветловского рудного района.

При проведении полевых работ оценка золотоносности проводилась в Срединной и Валагинско-Карагинской прогнозируемой минерагенических зонах. В пределах последней выделен Шапинско-Толбачинский прогнозируемый золото-руднороссыпной район с прогнозными ресурсами по категории P_3 золота – 250 т и серебра – 375 т. Перспективные площади в пределах рудно-россыпного района в районе горы Крыша и р. Китильгина (N-57-X) рекомендуются для постановки МГХК-200 или прогнозно-поисковых работ.

Требуют дальнейшего изучения перспективы золоторудной минерализации различно метаморфизованных углеродистых «черносланцевых» толщ, достаточно широко распространенных в пределах рассматриваемой территории. Принципиальная золотоносность и платиноносность их установлена, что имеет важное значение для прогнозно-металлогенической переоценки района на нетрадиционный для региона тип месторождений золота. Для решения этой проблемы рекомендуется постановка специализированных поисковых работ в полях развития пород хейванской и хозгонской свит в бассейне р. Озерная Камчатка, на водоразделе рек Быстрая и Плотникова, Капитанская и Филиппа. Определенные перспективы золоторудной минерализации территории связаны с недостаточно изученными специфическими проявлениями медной с золотом и платиноидами минерализации «кирганикского» типа, связанных с малыми интрузиями монцонитов-шонкинитов.

В заключение следует отметить, что геологическая карта, карта полезных ископаемых и прогнозно-минерагеническая, составленные на материалах средне- и крупномасштабных съемочных работ и результатах тематических исследований, обеспечат возможность их использования для целенаправленного планирования геологоразведочных работ более крупных масштабов, геологического доизучения площадей, поисково-оценочных и тематических работ. Материалы комплекта представляют объективную геологическую основу для проверки и разработки современных геодинамических концепций с учетом «полигонной» роли региона, являющегося одним из важных участков переходной зоны «континент—океан».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Абдрахимов З. А., Спевак Ю. М.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Камчатская. Лист N-57-II (соп. Ичинская). Объяснительная записка. — М., 1985. 102 с.
2. *Адамчук Г. Л.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Камчатская. Лист N-57-IX (Мильково). — М.: Недра, 1987.
3. *Аносов Г. А., Балеста С. Т.* и др. Строение земной коры по профилю Камчатка—океан и некоторые вопросы глубинного строения Восточного вулканического пояса // Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. — Петропавловск-Камчатский, 1974.
4. *Аносов Г. И., Биккенина С. К.* и др. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки — М.: Наука, 1978. 130 с.
5. *Апрелков С.Е.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Камчатская. Лист N-57-XXVII. — М.: Недра, 1967.
6. *Апрелков С. Е.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Камчатская. Лист N-57-III. Объяснительная записка. — М., 1981. 92 с.
7. *Апрелков С. Е., Ольшанская О. Н.* Тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным // Тихоокеанская геология, 1989, №1, с. 53—64.
8. *Апрелков С. Е., Ольшанская О. Н., Иванова Г. И.* Тектоника Камчатки // Тихоокеанская геология, 1991, №3, с. 63—73.
9. *Бабошина В. А., Терещенко А. А., Харахинов В. В.* Глубинное строение Охотоморского региона по геофизическим данным. Вып.3. — М.: ВНИИГазпром, 1984.
10. *Байков А. И.* Магматизм и оруденение центров позднемелового вулканизма Центральной Камчатки. Автореф. канд. дис. — Владивосток: АН СССР, 1970.
11. *Балеста С. Т., Зубин М. И., Утнасин В. К., Аносов Г. И.* Строение земной коры Камчатки по данным ГСЗ и гравиметрии // Вулканизм островных дуг. — М.: Наука, 1977, с. 35—42.
12. *Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Пономарева В. В., Супержицкий Л. Д., Литасова С. Н.* Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994, № 4—5, с. 5—32.
13. *Быкасов В. Е.* Высотная поясность ландшафтов Камчатки // Вопросы географии Камчатки, 1985, вып. № 9, с. 24—29.
14. *Виноградов В. И., Григорьев В. С.* Rb-Sr — возраст пород Срединного выступа Камчатки // ДАН, 1994, т. 339, № 5, с. 645—649.
15. *Виноградов В. И., Григорьев В. С., Кастрыкина В. М.* Возраст метаморфических пород фундамента Камчатки // Сов. геология, 1991, № 7, с. 58—64.
16. *Виноградов В. И., Григорьев В. С., Лейтес А. М.* Возраст метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Изв. АН СССР, серия геологическая, 1988, № 9, с. 30—38.
17. *Власов Г. М., Ярмолюк В. А., Жегалов Ю. В.* Некоторые основные вопросы тектоники Камчатки // Сов. геология, 1963, № 6, с. 32—50.
18. *Виноградов В. И., Шеймович В. С., Вишневецкая И. И.* Ахотенский гранитоидный массив — модельный пример гранитизации в зоне перехода континент—океан // Геология и разведка, 1993, № 5, с. 50—63.

19. Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 2. Дальневосточные моря, их континентальное и островное обрамление / Ред. В. К. Ротман. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. 303 с.
20. Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. — М.: Недра, 1964.
21. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа масштаба 1 : 1 500 000. — СПб, 2005.
22. *Герман Л. Л.* Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. — М.: Недра, 1978. 128 с.
23. Гидрогеология СССР. Т. 29. Камчатка, Курильские и Командорские острова. — М.: Недра, 1972. 364 с.
24. *Гончарук С. И., Сидоренко Г. И.* Гигиеническое нормирование химических веществ в почве. — М.: Медицина, 1986. 36 с.
25. *Головин А. А., Морозова И. А.* и др. Учет и оценка природных ресурсов и экологического состояния территорий различного функционального использования. Методические рекомендации. — М.: ИМГРЭ, 1996. 88 с.
26. *Горяев М. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Камчатская. Лист N-57-VIII. Объяснительная записка. — М., 1974. 110 с.
27. Государственный доклад о состоянии окружающей среды Камчатской области в 1995 г. — Петропавловск-Камчатский, 1996. 160 с.
28. Государственный доклад «О состоянии и охране окружающей среды Камчатской области и Корякского автономного округа в 2003 г.». — Петропавловск-Камчатский, 2004. 185 с.
29. *Григорьев В. С., Лобзова Р. В.* Изотопы стронция и время метаморфизма черных сланцев Срединно-Камчатского массива // Литология и полезные ископаемые, 1993, № 6, с. 127–131.
30. *Гриненко Л. Н., Минеев С. Д.* Условия становления массива Кувалорог (Центральная Камчатка) и связанного с ним оруденения по изотопно-геохимическим данным // Геохимия, 1984, № 10, с. 1491–1502.
31. *Добрецов Н. Л., Реввердатто В. В., Соболев В. С.* Фации метаморфизма. — М.: Недра, 1970. 462 с.
32. *Дьяков Б. Ф.* Геологические исследования на западном берегу полуострова Камчатки. Тигильский район // Тр. НГРИ, серия П, вып. 83, 1936.
33. *Дьяков Б. Ф.* Геологическое строение и нефтеносность Западной Камчатки. — М.: Гостоптехиздат, 1955.
34. *Жданов В. В., Рудашевский Н. С.* Новый тип золото-платиновой минерализации в метасоматитах по базитам // ДАН СССР, 1980, т. 252, № 6, с. 1452–1456.
35. *Жегалова Г. В.* Меланж в массивах габбро-норит-кортландитового комплекса Срединного хребта Центральной Камчатки // Геотектоника, 1981, № 3, с. 105–110.
36. *Заварицкий А. Н.* Геологическая карта Камчатки масштаба 1 : 2 000 000 // Изд. Академии наук СССР, 1940.
37. *Звездов В. С.* Геология и генезис Кирганикского золото-медного месторождения Камчатки // Отечественная геология, 1997, № 5, с. 13–17.
38. *Зимин С. С.* Формация никеленосных роговообманковых базитов Дальнего Востока. — Новосибирск: Наука, 1973. 90 с.
39. *Зинкевич В. П., Константиновская Е. А., Цуканов Н. В.* Тектонические покровы северной части Валагинского хребта // Тихоокеанская геология, 1989, № 3, с. 62–71.
40. *Зинкевич В. П., Константиновская Е. А., Цуканов Н. В. и др.* Аккреционная тектоника Восточной Камчатки — М.: Наука, 1993.
41. *Карпузов А. Ф., Карпузов А. А.* Крупнообъемные золоторудные месторождения в углеродистых формациях как возможная основа расширения сырьевой базы золота в России // Минеральные ресурсы России, 2005, № 3, с. 12–18.
42. Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1 : 500 000. Краткая объяснительная записка. Каталог месторождений, проявлений, пунктов минерализации и ореолов рассеяния полезных ископаемых. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 563 с.
43. *Коваль П. А.* Геологическая карта масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Камчатская. Листы N-57-VII, N-56-XII. Объяснительная записка. — М., 1974. 102 с.

44. Коваль П. А., Адамчук Г. Л. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Западно-Камчатская. Листы О-57-XV (Усть-Тигиль), О-57-XVI (Воямполка). — Л., 1989.

45. Конников Э. Г., Чубаров В. М., Травин А. В. и др. Время проявления никеленосной норит-кортландитовой формации на востоке Азиатского континента // Геохимия, 2006, № 3, с. 1–7.

46. Константиновская Е. А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. — М.: Научный мир, 2003. 223 с.

47. Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. — М.: Наука, 1979.

48. Корякско-Камчатский регион — новая платиноносная провинция России. — СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2002. 383с.

49. Кузьмин В. К., Балтыбаев Ш. К., Кузьмина Е. В. Отчет по договору № 1195 «Петрологические исследования метаморфических пород ганальской серии, гранулитов Ганальского выступа с целью установления генезиса пород гранулитовой фации метаморфизма (1 этап)». — СПб.: ВСЕГЕИ, ИГТД РАН, СПбГУ, 2000, 145 с.

50. Кузьмин В. К., Беляцкий Б. В., Пузанков Ю. М. Ранне-среднепалеозойский ультраосновной и основной магматизм Камчатки // Докл. РАН, 2005, т. 400, № 3, с. 359–363.

51. Кузьмин В. К., Беляцкий Б. В., Пузанков Ю. М. Новые данные о докембрийском возрасте гнейсового комплекса Камчатского массива // Геодинамика, магматизм и минерогенез континентальных окраин севера Пацифики, 2003, с. 162–165.

52. Кузьмин В. К., Беляцкий Б. В. Первые Sm-Nd определения возраста метаморфических пород Срединно-Камчатского массива // Геология и полезные ископаемые Камчатской области и Корякского автономного округа (Материалы региональной научно-практической конференции 31 марта–1 апреля 1999 г.). — Петропавловск-Камчатский: Изд-во Камшат, 1999, с. 41–42.

53. Кузьмин В. К., Львов А. Б., Беляцкий Б. В. Sm-Nd изотопная систематика метаморфических и магматических пород Ганальского выступа (Восточная Камчатка) // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Билибинские чтения. Т. 1. Региональная геология, петрология и геофизика. — Магадан: СВК НИИ ДВО РАН, 2001. 316 с.

54. Кузьмин В. К., Чухонин А. П. О докембрийском возрасте гнейсов Камчатского массива // ДАН СССР, 1980, т. 251, № 4, с. 932–935.

55. Кутыев Ф. Ш., Лебедев М. М., Максимовский В. А. О природе вулcano-тектонической структуры Хангар // Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 7, с. 35–46.

56. Ланда Э. А., Марковский Б. А., Беляцкий Б. В., Сидоров Е. Г., Осипенко А. Б. Возраст и изотопные особенности альпинотипных, зональных и расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов Камчатки // Докл. РАН, 2002, т. 385, № 6, с. 812–815.

57. Ланда Э. А., Марковский Б. А., Сидоров Е. Толмачева Е. Б. Об особенностях состава оливинов из дунитов зональных массивов Корякии и Камчатки // Записки ВМО, 2001, № 1, с. 60–66.

58. Лебедев М. М., Ястремский Ю. М., Гузиев И. С. О природе гранито-гнейсовых куполов Срединной метаморфической зоны // Тр. Сахалин. комплексного НИИ АН СССР, 1970, вып. 25, с. 34–39.

59. Леглер В. А. Развитие Камчатки в кайнозой с точки зрения теории литосферных плит // Тектоника литосферных плит: источники энергии тектонических процессов и динамика плит. — М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1977, с.137–169.

60. Леонов М. Г. Олисторомы в структурах складчатых областей. — М.: Наука, 1981. 173 с.

61. Лопатин В. Б. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Западно-Камчатская. Листы N-56-VI, N-57-I (Ичинский). Объяснительная записка — СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2005. 114 с.

62. Львов А. Б. Эволюция метаморфизма при формировании фундамента Восточно-Камчатской складчатой зоны (Ганальский хребет). Проблемы эволюции докембрийской литосферы. — Л.: Наука, 1986, с. 261–271.

63. Львов А. Б., Богомолов Е. С., Левченко О. А. и др. Геолого-геохронологическое изучение Ганальского хребта Камчатки. Проблемы эволюции докембрийской литосферы. — Л.: Наука, 1990, с. 103–118.

64. Львов А. В., Неелов А. Н. и др. О возрасте метаморфических пород Ганальского хребта Камчатки // Геология и геофизика, 1985, № 7, с. 47–57.

65. *Марковский Б. А., Ротман В. К.* Геология и петрология ультраосновного вулканизма. — Л.: Недра, 1981. 246 с.
66. *Марковский Б. А.* Окраинно-океанический тип рифтогенного ультрамафит-мафитового магматизма Азиатско-Тихоокеанской транзитали // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций. Материалы международной конференции. — Екатеринбург, 2004, с. 44—48.
67. *Мелекесцев И. В., Брайцева О. А., Эрлих Э. Н.* Камчатка, Курильские и Командорские острова (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока). — М.: Наука, 1974, 438 с.
68. Методические рекомендации по эколого-геохимической оценке территории при проведении многоцелевого геохимического картирования масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000. — М.: ИМГРЭ, 2002. 60 с.
69. *Мишин В. В.* Геолого-геофизическое строение юга Камчатки // Тихоокеанская геология, 1997, № 4, с. 13—15.
70. *Мороз Ю. Ф.* Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. — Л.: Недра, 1991.
71. Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского района масштаба 1 : 2 500 000. — М., 2000. 195 с.
72. *Осипенко А. Б., Аносов Г. И.* Ультрамафиты бухты Раковой (Восточная Камчатка): состав и геодинамическая типизация // Геология и геофизика, 2002, т. 43, № 9, с. 858—872.
73. *Осипенко А. Б., Сидоров Е. Г.* Ультрамафиты южной части Ганальского хребта (Камчатка) // Геология и разведка, 2001, № 1, с. 30—42.
74. *Осипенко А. Б., Стефанов Ю. М.* Структурный контроль границы распространения массивов альпинотипных ультрамафитов Восточной Камчатки // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Т. 2. — М.: ГЕОС, 1999, с. 49—50.
75. *Островский В. Н., Островский Л. А.* Методические рекомендации по составлению эколого-геологических карт масштаба 1 : 200 000—1 : 1 000 000. — М.: ВСЕГИНГЕО, 1998, 61 с.
76. *Павлов Ю. А., Юнов А. Ю.* О мощности земной коры на Камчатке // ДАН СССР, 1970, т. 191, №1.
77. *Парфенов Л. М., Бердников Н. В., Воинова И. П.* Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. — М.: Наука, 1979. 239 с.
78. *Петренко И. Д.* Золото-серебряная формация Камчатки. — СПб: ВСЕГЕИ, 1999. 116 с.
79. *Подлипский М. Ю., Сидоров Е. Г., Толстых Н. Д., Кривенко А. П.* Минералогия платиноидов россыпи, связанной с Филипповским базит-ультрабазитовым массивом (Камчатка) // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Материалы II Всероссийского металлогенического совещания. — Иркутск, 1998, с. 339—341.
80. Подземные воды СССР. Обзор подземных вод Камчатской области. Т. 1—3, 1974.
81. *Поletaев В. А.* Сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения и рудопроявления перидотит-пироксенит-норитовой формации Центральной Камчатки // Платина России. Т. III, кн. 2. — М.: ЗАО Геоинформмарк, 1999, с. 237—242.
82. *Поletaев В. А.* Камчатская платиноидно-никеленосная зона — геология и рудоносность. Автореф. канд. дис. — М., 2004. 22 с.
83. Принципы гидрогеологической стратификации и районирования территории России. — М., 1998. 21 с.
84. *Разницын Ю. Н., Цуканов И. В., Шербаков С. А.* Серпентинитовый меланж и ультрабазиты северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // ДАН СССР, 1984, т. 278, № 1, с. 180—184.
85. Решения Рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России—Камчатки, Коряжского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. — М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
86. *Рихтер А. В.* Строение метаморфических образований Восточной Камчатки. — М.: Наука, 1993, с. 28—58.
87. *Ротман В. К.* Новое тектоно-магматическое районирование Камчатки // Формационная принадлежность и фации изверженных пород Северо-Востока СССР. — 1991, с. 21—34.

88. *Ротман В. К.* Металлогения СССР. Металлогеническая карта Камчатки, Сахалина и Курильских островов масштаба 1 : 1 500 000. Объяснительная записка. — Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
89. *Ротман В. К.* Новый тип структур земной коры — трансформные геосутуры тихоокеанской транзитали//Региональная геология и геологическая картография. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1992, с. 92–102.
90. *Садреев А. М.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Камчатская. Листы N-57-XII, XVIII; N-58-VII. Объяснительная записка. — М., 1981. 108 с.
91. *Саит Ю. Е.* и др. Геохимия окружающей среды. — М.: Недра, 1990. 335 с.
92. *Сандимиров И. В., Памтура В. Д., Сандимирова Г. П., Гудкова В. Н.* Возраст золото-полиметаллического оруденения жировского вулканорудного центра (Южная Камчатка) // ДАН СССР, 1993, т. 329, № 5, с. 637–639.
93. Санитарные нормы допустимых концентраций химических веществ в почве (САН ПиН 42-128-4433-87). — М., 1988, с. 3–15.
94. *Святловский А. Е.* Очерк о истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. — М.: Наука, 1967. 219 с.
95. *Селиверстов В. А.* Офиолиты Восточной Камчатки // Петрологические исследования базитов островных дуг. — М.: Наука, 1978, с. 177–239.
96. *Селиверстов Н. И., Надежный А. М., Бондаренко В. И.* Особенности строения дна заливов Восточной Камчатки по результатам геофизических исследований // Вулканология и сейсмология, (АН СССР), 1980, № 1.
97. *Селиверстов В. А., Колосков А. В., Чубаров В. М.* Лампроитоподобные калиевые щелочно-ультраосновные породы Валагинского хребта. Восточная Камчатка // Петрология, 1994, т. 2, № 3, с. 197–213.
99. *Селиверстов В. А., Осипенко А. Б.* Петрология родингитов Камчатки. — Владивосток: Дальнаука, 1999, 153 с.
100. *Селиверстов Н. И.* Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. — М.: Научный мир, 1998, 164 с.
101. *Селянгин О. Б.* Петрология никеленосных базитов Шанучского рудного поля // Вестник КРАУНЦ, 2003, № 2.
102. *Сидоров Е. Г.* Альпинотипные гипербазиты Восточной Камчатки и связанные с ними полезные ископаемые. Автореф. канд. дис. — Новосибирск, 1987. 27 с.
103. *Сидоров Е. Г., Толстых Н. Д., Подлипский М. Ю., Пахомов И.О.* Минералы элементов платиновой группы из россыпи клинопироксенит-дунитового массива Филиппа, Камчатка // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 9, с. 1128–1144.
104. *Сколотнев С. Г., Крамер В., Цуканов Н. В., Сейферт В. И.* и др. Новые данные о составе и происхождении офиолитов Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) // Докл. РАН, 2003, т. 389, № 3, с. 349–353.
105. *Сляднев Б. И.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Камчатская. Лист N-57-XI. Объяснительная записка. — М., 1986. 124 с.
106. *Сляднев Б. И.* Особенности строения и состава мел-палеоценовых терригенных толщ Восточного хребта Камчатки // Геология и полезные ископаемые Камчатской области и Корякского автономного округа. — Петропавловск-Камчатский: Изд-во КАМШАТ, 1999, с. 36–38.
107. *Сляднев Б. И., Соколов В. А., Марковский Б. А.* Барабские конгломераты: особенности строения, состава и проблема происхождения (Камчатка) // Тихоокеанская геология, 1997, т. 16, № 1, с. 83–88.
108. *Сляднев Б. И., Успенский В. С.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Камчатская. Листы N-57-VI, N-58-I. Объяснительная записка. — М., 1987. 84 с.
109. *Соловьев А. В., Григоренко Е. С., Дж. К. Хоуриган.* Возраст и состав барабской свиты: время коллизии меловой островной дуги с Евразийской континентальной окраиной (Срединный хребет, Камчатка) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI тектонического совещания, т. 2. — М.: ГЕОС, 2003, 208 с.
110. *Старков Г. Н.* Кортландиты Южной Камчатки // Магматические породы Дальнего Востока. — Владивосток, 1973, с. 62–79.

111. *Тарарин И. А.* Эволюция метаморфизма в Срединно-Камчатской метаморфической зоне // Тихоокеанская геология, 1988, № 1, с. 63–70.
112. *Тарарин И. А., Чубаров В. И.* Сульфидная медно-никелевая минерализация в метавулканиках андриановской свиты Срединно-Камчатского массива // Тихоокеанская геология, 2004, т. 23, № 6, с. 76–83.
113. *Утнасин В. К., Балеста С. Т., Аносов Г. И.* Особенности глубинного строения различных геоструктур Камчатки // Сов. геология, 1975, № 2, с. 67–80.
114. *Федотов С. А., Славина Л. Б., Шумилина Л. С.* Скорости продольных волн в верхней мантии под Камчаткой // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. — Владивосток, 1976.
115. *Ханчук А. И.* О геологическом положении пород гранулитовой фации и габбро-норитов Ганальского хребта (Восточная Камчатка) // Геология и геофизика, 1978, № 8, с. 45–51.
116. *Хубуная С. А.* Формационная принадлежность базальтоидов Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) по геохимическим признакам // Вулканология и сейсмология, 1981, № 2, с. 36–48.
117. *Хоуриган Дж. К., Соловьев А. В., Леднева Г. В., Гарвер Дж. И., Брэндон М. Т., Райнер П. В.* Датирование сиенитовых интрузий восточного склона Срединного хребта Камчатки (скорость выведения комплексов аккреционных структур на поверхность) // Геохимия, 2004, № 2, с. 131–140.
118. *Цуканов Н. В.* Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое—раннем кайнозое. — М.: Наука, 1991. 104 с.
119. *Шанцер А. Е., Краевая Т. С.* Формационные ряды вулканического наземного пояса. — М.: Наука, 1980. 162 с.
120. *Шапиро М. Н., Сляднев Б. И., Ландер А. В.* Чешуйчато-надвиговая структура северной части Восточно-Камчатского антиклинория // Геотектоника, 1984, № 6, с. 83–93.
121. *Шапиро М. Н., Разницын Ю. Н., Шанцер А. Е., Ландер А. В.* Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. — М.: Наука, 1986, с. 5–20.
122. *Шапиро М. Н., Ермаков В. А., Шанцер А. Е., Шульдинер В. И.* и др. Очерки тектонического развития Камчатки. — М.: Наука, 1987. 247 с.
123. *Шеймович В. С.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Камчатская. Лист N-57-XXXII (соп. Опала). — М.: Недра, 1985.
124. *Шеймович В. С.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Камчатская. Лист N-57-XVI. — Л.: ВСЕГЕИ, 1993.
125. *Шеймович В. С., Патока М. Г.* Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. — М.: ГЕОС, 2000. 208 с.
126. *Шеймович В. С.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Южно-Камчатская. Листы N-57-XXI (Северные Коряки), N-57-XXVII (Петропавловск-Камчатский), N-57-XXXIII (соп. Мутновская). Объяснительная записка. — М., 2000. 302 с.
127. *Шило Н. А., Каминский Р. В., Лаврова Л. Д.* и др. Первая находка алмаза в ультрамафитах Камчатки // ДАН СССР, 1979, т. 248, № 5, с. 1211–1214.
128. Угольная база России. Т. V, Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока. — М.: Геоинформмарк, 1999, кн. 2.
129. *Щека С. А., Вржосек А. А., Чубаров В. М.* Троктолит-кортландитовая никеленосная формация Дальнего Востока // Геология медно-никелевых месторождений СССР. — Л.: Наука, 1990, с. 247–255.
130. *Щека С. А., Чубаров В. М.* Никеленосные кортландиты Камчатки // Изв. АН СССР, Сер. Геол. 1987, № 12, с. 50–61.
131. *Шульдинер В. И., Ханчук А. И., Сидорчук И. А., Кутыев Ф. Ш.* Два типа домезозойского метаморфизма в Срединном хребте Камчатки // ДАН СССР, 1980, т. 251, № 2, с. 446–450.
132. *Bindeman I. N., Vinogradov V. I., Valley J. W., Wooden J. L., Natal'in B. A.* Archean protolith. And accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal Massifs // J.GEOL, 2002, vol.110, N 3, p. 271–282.

133. *Bundtzen T. K., Sidorov E. G., Layer P. W., Chubarov V.* Geology, Geochemistry and new isotopic ages of selected PGE-CR and PGE-Ni-Cu bearing mafic-ultramafic complexes in the Farewell and Godnews Bay Terranes Alaska and Sredinny terrane Kamchatka Peninsula region, Russia Far East // Tectonic, magmatism and metallogeny. – Vladivostok: Dalnauka, 2004, p. 83–85.

134. *Richards Y. P., Kerrich R.* The Porgera gold mine, Papua New Gvinea: magmatic hydrothermal to epithermal evolution of an alkalic type a precious metal deposit // *Econom Geology*, 1983, vol. 88, p. 1017–1052.

135. Ryan P. J.; Lawrence A. L.; Jenkins R. A.; Matthews J. P.; Zamora J. C., Marino W., E., Urqueta Diaz, L., 1995. The Candelaria copper-gold deposit, Chile // Pierce, F.W. and Bolm, J.G. (eds), Porphyry copper deposits of the American Cordillera, Bootprints along the Cordillera; Poiphyry copper deposits from Alaska to Chile Conference Proceedings, Arizona Geological Society Digest, vol. 20, p. 625–645.

136. *White N. C. and Hedenquist J. W.*, 1995. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration // *Society Economic Geologist, Newsletter* 23, 1 and 9–13.

Фондовая*

137. *Абдрахимов З. А., Бабушкин Д. А.* Отчет о работе Ичинской геологсъёмочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1964 г. (южная часть листа N-57-II). 1965.

138. *Андреевский Ф. Г.* Отчет о результатах поисково-ревизионных работ за 1971 г. (Камчатский контрольно-ревизионный отряд). 1972.

139. *Андрюшаев Л. И.* Отчет о поисково-радиометрических работах Камчатского отряда за 1970–1971 гг. 1972.

140. *Андрюшаев Л. И., Верещагин В. А.* и др. Основные черты геологического строения и ураноносность бассейнов рек Лунтос, Кагнисин в Центральной Камчатке (Окончательный отчет Кольской партии по работам 1965–1967 гг.). 1968.

141. *Апрелков С. Е.* Геологическое строение бассейна р. Озерной на Южной Камчатке (отчет о геологической съемке масштаба 1 : 100 000, проведенной Запорожской партией летом 1959 г.). 1960.

142. *Апрелков С. Е.* Геология и полезные ископаемые Козыревского и Срединного хребтов (сводный отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной Эссовской партией на территории листа N-57-III в 1965–1967 гг. 1968.

143. *Апрелков С. Е., Ольшанская О. Н.* Отчет по обобщению материалов гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000 с целью составления структурно-формационной карты Южной Камчатки масштаба 1 : 500 000, проведенному Южно-Камчатским отрядом в 1983–1986 гг. (листы N-56, N-57, M-57). Опытнo-методические работы. 1986.

144. *Арюткин С. М.* Отчет о детальных геологоразведочных работах, проведенных на месторождении песчано-гравийной смеси участка Центральный с подсчетом запасов по состоянию на июль 1971 г. 1972.

145. *Бабенко И. В.* Отчет о детальной разведке месторождения песка «Озеро Большой Виллой» и «Озеро Ближнее» с подсчетом запасов по состоянию разведанности на 1.07.1972 г. и результатах поисково-разведочных работ на строительные камни и пески (Приморское месторождение). 1972.

146. *Бабенко И. В., Надежкин М. И.* Отчет о результатах детальной разведки Апачинского месторождения песчано-гравийной смеси с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1985 г. 1985.

147. *Бабинин О. А.* и др. Отчет по детальной разведке на торфяном месторождении Дальнее Елизовского района Камчатской области. 1966.

148. *Бабушкин Г. И.* Отчет о детальных разведочных работах на кирпичную глину в Усть-Большерецком районе Камчатской области в 1940 г. 1941.

149. *Бабушкин Д. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Большой Воровской, Удовы, Коль, Пымты, Кихчика. Отчет Центральной партии о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 и стратиграфических работ, проведенных в 1986–1991 гг. Листы N-57-XIII; N-56-XVIII; N-57-XIX; N-56-XXIV. 1991.

* Все отчеты хранятся в Камчатском ТФГИ.

150. *Бабушкин Д. А., Адамчук Г. Л.* и др. Сводный отчет о комплексной геологической съемке масштаба 1 : 50 000, проведенной в бассейнах рек Прав. Воровской, Лунтос, Немтик, Пеница, Дукук в 1965–1968 гг. (Пеницкая партия). 1969.
151. *Бабушкин Д. А., Бархатов Ю. В.* Отчет о геологической съемке и поисках полезных ископаемых масштаба 1 : 50 000 в пределах листов N-57-63-Б-6,г; N-57-63-Г-6, г; N-57-64-А; N-57-64-В, проведенных Пушинской партией в 1983–1986 гг. 1986.
152. *Бабушкин Д. А., Илечко Я. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части Ганальского хребта и прилегающей части долины р. Быстрой. (Сводный отчет Ганальской геологосъемочной партии масштаба 1 : 50 000 по работам 1969–1971 гг. 1972.
153. *Бабушкин Д. А., Малыгин Г. Л., Кайгородов Б. М.* и др. Отчет о геологической съемке и поисках масштаба 1 : 50 000 в пределах листов N-57-40-Г, N-57-52 и геологическом доизучении в масштабе 1 : 50 000 центральной части листа N-57-52-Б, проведенных Шаромской партией в 1979–1982. 1982.
154. *Багинян М.К.* Геолого-экологическое картирование масштаба 1 : 500 000 на площади листов N-56-Б, Г; N-57-А, Б, В, Г; N-58-А (отчет партии № 40 ПО «Аэрогеология» по объекту 445). 1994.
155. *Баженов Е. А., Байков А. И.* и др. Отчет о результатах методических литохимических исследований, проведенных Центральной геохимической партией в 1978–1981 гг. 1981.
156. *Баженов Е. А. Полетаев В. А.* и др. Отчет о результатах методических литохимических исследований на акцессорные минералы и благородные металлы в базит-гипербазитовых комплексах Камчатской области, проведенных Центральной геохимической партией в 1981–1984 гг. 1984.
157. *Баженов Е. А.* Составление карт геохимических ассоциаций при поисковых работах масштаба 1 : 50 000. Отчет Центральной геохимической партии геохимических методов о результатах опытно-методических работ, проведенных в 1984–1987 гг. на территории Южной Камчатки. Листы N-57-XX, XXVI, XXVII, XXXII, XXXIII. 1987.
158. *Байков А. И.* и др. Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1 : 25 000, проведенных Шаромской партией в районе Шаромского перевала летом 1963 г. 1963.
159. *Байков А. И., Аникин Л. П., Стефанов Ю. М.* Отчет о научно-исследовательской работе: «Вулканогенное рудообразование и минералогия базит-гипербазитовых комплексов островодужных систем. Алмазность базит-гипербазитовых комплексов Корякско-Камчатского региона». 1996.
160. *Байков А. И., Хальцманович И. П.* Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1 : 25 000, проведенных Верхне-Шаромской партией в районе Шаромского перевала летом 1963 г. 1964.
161. *Байков А. И., Баженов Е. А., Долматов Б. К.* и др. Отчет о результатах методических литохимических исследований Центральной геохимической партии в 1976–1978 гг. 1978.
162. *Балеста С. Т., Гонтовая Л. И.* Строение земной коры и верхней мантии Камчатского участка Тихоокеанской зоны перехода. Международный проект «Вестпак». Институт вулканологии. 1985.
163. *Барбашинов* и др. Отчет о гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной Хинарской гидрогеологической партией на восточной половине листа N-57-II и на листе N-57-III в 1977–1979 гг. 1981.
164. *Бархатов Ю. В.* (отв. исп.). Стратиграфия палеозой-мезозойского обрамления Срединно-Камчатского массива. Отчет стратиграфического отряда за 1991–1995 гг. 1995.
165. *Башаркевич А. Л., Дмитриева В. К., Мерцалов И. М.* Геолого-минерогеническое картирование масштаба 1 : 200 000. Отчет партии № 34 о работах в пределах листов N-57-26, 38; VIII; 29; 41; 50; 62; XIV; 53; 65; 74; 86; XX; 99; 100, проведенных в 1985–1989 гг. 1990.
166. *Бондаренко В. Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Камчатская. Лист N-57-XXVI. 1962.
167. *Белков Е. Е.* Отчет о результатах общих поисковых работ на древние морские россыпи в Западно-Камчатском золотоносном районе (Хомутинская и Брюмкинская площади), проведенных Охотской партией в 1979–1982 гг. 1982.

168. *Бикмаев Р. А.* Отчет Степановской партии о результатах поисково-разведочных работ в бассейнах рек Быстрой и Плотникова за 1968 г. 1969.
169. *Бикмаев Р. А.* Отчет о работе Степановской геологоразведочной партии за 1969 г. в бассейнах рек Быстрой и Плотникова. 1970.
170. *Большаков Н. М.* Отчет о результатах детальных поисковых работ на площади Асачинского рудного поля, проведенных в 1978–1981 гг. (Асачинская поисковая партия). 1982.
171. *Большаков Н. М.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на площади Асачинского участка, проведенных в 1981–1984 гг. (Асачинская поисковая партия). 1984.
172. *Большаков Н. М.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на флангах и глубоких горизонтах жильной зоны № 1 Асачинского месторождения, проведенных в 1983–1986 гг. 1986.
173. *Большаков Н. М.* (отв. исп.), *Безрукова Л. А., Газизов Р. Б.* Отчет о результатах оценочных работ, проведенных Балхачской ГРП в пределах центральной части месторождения Золотого (жильная зона 1) в 2002–2004 гг. 2004.
174. *Боровая В. В.* Отчет по детальной разведке торфяного месторождения Мутное-1 Елизовского района Камчатской области (разведка 1967 г.). 1968.
175. *Борозов А. К.* (отв. исп.). Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Прав. и Лев. Коль, Быстрой, Стеновой, Прав. Вахталки, Плотникова. Отчет Начикинской партии о геологическом доизучении ранее заснятых площадей масштаба 1 : 200 000 и подготовке к изданию комплекта Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (издание второе), проведенных в 1994–2001 гг. Листы N-57-XX, XXVI. 2002.
176. *Бояринова М. Е.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Камчатская. Лист N-57-X. Объяснительная записка. 1986.
177. *Бояринова М. Е.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Камчатская. Листы N-57-VI, N-58-I (издание второе). Объяснительная записка. 2000.
178. *Бояринова М. Е.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Камчатская. Листы N-57-XII, N-58-VII, N-57-XVIII (гора Исток-Чажма) (издание второе). Объяснительная записка. 2001.
179. *Бояринова М. Е., Пелехатая Л. К., Спирина Л. В.* и др. Отчет по теме: «Стратиграфия верхнеэоценовых и олигоценовых отложений Восточной Камчатки и подготовка к изданию «Атласа руководящих ископаемых моллюсков палеогена и неогена Камчатки». 1988.
180. *Бояринова М. Е., Спирина Л. В., Пономарев А. П.* и др. Отчет о стратиграфических работах, проведенных в Валагинском хребте на территории листов N-57-X, XV, XVI в 1984 г. 1965.
181. *Бражсаев В. И.* (отв. исполнитель). Отчет о гравиметрической съемке масштаба 1 : 1000 000, проведенной на территории Камчатской области в 1962–1967 гг. 1971.
182. *Бубнов В. Д.* Отчет по теме «Анализ состояния и прогноз развития ГСР-50 в Камчатской области» за 1989–1995 гг. 1995.
183. *Бугаец Ю. В., Андрияшев Л. И., Емелин А. К.* Отчет о геологических результатах и состоянии массовых поисков в ПГО «Камчатгеология» за 1981 отчетный год. 1982.
184. *Бурцева Г. И., Устинов Н. В.* и др. Отчет о региональных сейсмических работах в северо-западной части Тихого океана в 1982 г. Северо-Тихоокеанская геологоразведочная экспедиция ПГО «Севморгеология». 1983.
185. *Валдай А. В.* Геологический отчет о детальной разведке групп торфяных месторождений в бассейне р. Быстрой (торфяное месторождение Придорожное) Елизовского района Камчатской области в 1981–1982 гг. 1984.
186. *Валдай А. В.* Отчет о детальной разведке группы торфяных месторождений в долине р. Быстрой (торфяные месторождения Начикинско-Озерное-II, Начикинско-Озерное-III, Придорожное-II, Начикинская Тундра-II) Елизовского района Камчатской области в 1982–1983 гг. 1984.
187. *Валдай А. В., Яковлева Т. В.* Геологический отчет о детальной разведке торфяных месторождений в бассейне р. Быстрой (торфяное месторождение Птичий остров) Елизовского района Камчатской области в 1982–1983 гг. 1984.
188. *Валдай А. В., Яковлева Т. В., Федорова Н. А.* Геологический отчет о детальной разведке групп торфяных месторождений в бассейне р. Быстрой (торфяное месторождение «ВЭРЭГЭ» Елизовского района Камчатской области) в 1982–1983 гг. 1984.

189. *Валов В. В.* и др. Отчет о результатах детальных поисков золоторудных тел на площади Верхне-Паратунского рудного поля (Вилочинская поисковая партия, 1977–1980 гг.). 1980.
190. *Валов В. В., Бархатов Ю. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Авачи и верхних левых притоков р. Быстрой. Отчет Авачинской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 с общими поисками в пределах листов N-57-77-B (а, в); N-57-89-A, Б, Г; N-57-101-Б (а, б); N-57-90-B (в); N-57-101-A (а, б); N-57-102-A (а) и геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 с общими поисками в пределах листов N-57-88-Г; N-57-89-A, В; N-57-89-B (а, в); N-57-101-A (а); N-57-77-A(а, в); N-57-98-Г-(б), проведенных в 1986–1990 гг. 1990.
191. *Валов М. Г.* Геологическое строение и полезные ископаемые южной части Валагинского хребта. Отчет Мальцевской партии о результатах поисково-съемочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1986–1990 гг. в южной части Валагинского хребта. Листы N-57-66-A, Б,-В (а, б), Г (а, б). 1991.
192. *Валов М. Г.* Опорная легенда листов N-57-5-A, В; 6-A, Б. Отчет Димшиканского отряда о подготовке к опытному изданию листов Госгеолкарты-50 N-57-5-A, В; 6-A, Б на базе легенды для рудных районов субаэрального вулканизма. 1994.
193. *Валов М. Г., Илечко Я. В., Локшин С. С.* и др. Окончательный отчет о комплексной геологической съемке масштаба 1 : 50 000, проведенной в бассейнах рек Крутогорова, Облуковины, Химки (Среднекрутогоровская партия, 1967–1968 гг.). 1969.
194. *Вдовенко В. П., Хасанов Ш. Г., Чигаев В. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые площади листа N-57-IV. Окончательный отчет о геологической съемке и поисках полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000, проведенных Козыревской партией в 1976–1977 гг. 1978.
195. *Верещагин О. Ю.* Отчет по работам опытно-методической партии 143/78 КНЭНФО ВНИИ Геофизика и темы 43/77 ВНИИ Геофизика по опробованию методики изучения регионального строения Камчатки со станциями «Земля». Союзгеофизика. 1979.
196. *Волков Ю. Ф.* Отчет о результатах разведочных работ, проведенных Чемпуринской геологоразведочной партией в районе Чемпуринского месторождения ргуги в 1970–1973 гг. 1973.
197. *Волков Ю. Ф.* и др. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на золото, проведенных на Балхачском рудном поле Бараньевского месторождения в 1977–1981 гг. 1981.
198. *Волков Ю. Ф.* Отчет о результатах детальных поисков в южной части вулcano-тектонической структуры Левинсон-Лессинга в 1978–1982 гг. 1982.
199. *Волков Ю. Ф., Рождественский О. Ю., Озорнин П. А.* и др. Отчет о детальной разведке рудных тел центральной части Агинского пучка рудоносных зон Агинского золоторудного месторождения за 1979–1985 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1.07.1985 г. (II очередь). 1985.
200. *Ворожейкина Л. А.* Отчет по теме: «Прогнозная оценка геотермальных ресурсов Камчатской области по работам 1977–1980 гг.». 1980.
201. *Ворожейкина Л. А., Котельникова Т. К., Черкасова Н. Н.* Отчет по опытно-методической работе: «Прогнозная оценка эксплуатационных ресурсов подземных промышленных вод Камчатской области». 1985.
202. *Воронков Л. М., Ямпольский В. А., Шумопина Т. В.* Отчет о результатах поисковых работ на термальные воды, проведенных на участке Ягодном Южнобережной площади в 1986–1988 гг. 1989.
203. *Воронкова Л. М., Кирюхина Н. И., Шулюпин А. Н.* и др. Сводный отчет о результатах разведочных работ на Пушкинском геотермальном месторождении, проведенных в 1979–1988 гг. (с подсчетом эксплуатационных запасов). 1989.
204. *Вялов В. И.* «Прогнозно-минералогический анализ и количественная оценка ресурсного потенциала территории Российской Федерации (объект 21, раздел 4): на углеводородное сырье». Т. I. Нефть, газ и конденсат (ВСЕГЕИ) 2003.
205. *Гвоздева В. П., Подгурская Н. П., Подгурский В. Г.* Геологический отчет о поисковых работах, выполненных в 1979–1981 гг. в Елизовском районе Камчатской области. Подсчет запасов на июль 1980 г. (торф). 1981.
206. *Гвоздева В. П., Станкевич С. Т., Семикина Т. Е.* и др. Отчет о детальной разведке торфяного месторождения Начиловское Болото Усть-Большерецкого района Камчатской области в 1988–1990 гг. 1990.

207. *Геворкян Я. Ш.* Отчет о поисково-разведочных работах, проведенных Оганчинской партией летом 1965 г. на Оганчинском золоторудном поле. 1966.
208. *Геворкян Я. Ш., Лукьянов В. Н.* Отчет о поисково-разведочных работах масштаба 1 : 10 000, проведенных на водоразделе р. Озерновской и руч. Быстрого в 1959 г. 1960.
209. *Герман Л. Л.* Отчет по геологосъемочным работам масштаба 1 : 50 000 на территории листов N-57-28-Б, Г; N-57-29-В, Г. Погодайкинская партия. 1975.
210. *Голубева Л. Ю., Валдай А. В., Яковлева Т. Е.* Геологический отчет о результатах проведенных поисковых и поисково-оценочных работ на торф в бассейнах рек: левобережье Налычевой, Островной и Вахиль в 1983-1984 гг. 1984.
211. *Голубева Л. Ю., Яковлева Т. Е.* Геологический отчет о результатах проведенных поисковых и поисково-оценочных работ в бассейне реки Опала в 1983—1985 гг. 1985.
212. *Голубовский М. Б., Эрлих Э. Н.* Отчет о гидрогеологической съемке масштаба 1 : 1 000 000, проведенной в 1956 г. партией № 618 в районе вулкана Ичинского. 1957.
213. *Гома Л. М.* Анализ и обобщение материалов параметрического бурения на Тхуклукской, Тундровой, Крутогоровской, Озерной и Скудойской площадях Западной Камчатки. Отчет по объекту № 1423430/751. Т. 1—6. 1988.
214. *Гона Н. Я.* Отчет о результатах доразведки месторождения вулканического шлака «Гора Шлаковая» для бетона с подсчетом запасов по состоянию на 1 января 1977 г. 1977.
215. *Горбачев С. З.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения рек Прав. Коль и Сунтунк. (Промежуточный отчет Пымтинской геологосъемочной партии масштаба 1 : 50 000 по работам 1967 г.). 1968.
216. *Горяев М. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-57-XV. Сводный отчет по работам 1962—1964 г. 1965.
217. *Горяев М. И., Лукьянов В. Н.* Отчет о Государственной съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной в южной части листа N-57-VIII летом 1957 г. (Облуковинская партия). 1958.
218. *Грязнов Л. П.* Отчет по работам Кихчикской партии Камчатского РайГРУ за 1958 г. (Геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 в юго-западной части Камчатки). 1959.
219. *Гузман Б. В., Петренко И. Д., Сергиенко С. Д.* и др. Отчет о предварительной разведке Агинского месторождения за 1973—1977 гг. 1977.
220. *Гумовский А. С.* Отчет о результатах поисков медно-никелевых месторождений на участке Квинум за 1988—1990 гг. 1990.
221. *Гумовский А. С., Истомин Н. Н., Игнатьев Е. К.* Отчет о ревизионных работах на месторождениях и проявлениях Хим-Кирганикской и Быстринской рудных зон в 1981—1984 гг. 1984.
222. *Гундобин В. М.* Геологическое строение бассейна рек Толбачик, Бол. Хапица, Андриановка, Лев. Шапина (партия № 10, работы 1968—1970 гг. Окончательный отчет по геологосъемочным работам масштаба 1 : 200 000 на территории листа N-57-V). 1971.
223. *Данилеско Н. Ф.* Отчет по геологосъемочным работам масштаба 1 : 50 000 на территории листа N-57-100-Б, Г. 1975.
224. *Данилеско Н. Ф., Олейник В. И.* Сводный отчет о комплексной геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной Сопочной партией в бассейнах рек Ичи, Сайчика, Сопочной и Рассошины в 1961—1963 гг. 1964.
225. *Данилеско Н. Ф., Сингаевский Г. П., Кучуганов В. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа N-57-XIII, N-56-XVIII (Окончательный отчет Соболевской партии по геологической съемке и поискам масштаба 1 : 200 000, проведенных в 1965—1968 гг.). 1969.
226. *Дегтярев Ф. А., Крикун Н. Ф.* и др. Отчет о геологической съемке, геологическом доизучении и поисках масштаба 1 : 50 000 района Крутогоровского угольного месторождения на территории листов N-57-38-А, В; N-57-38-Г-а, б. Платоническая партия, работы 1984—1986 гг. 1986.
227. *Декусар З. Б.* Отчет о гидрогеологических исследованиях масштаба 1 : 200 000, проведенных на территории листа N-57-XXXIII в 1971—1973 гг. Мутновским гидрогеологическим отрядом. 1974.
228. *Демченко А. А., Петров М. А.* Отчет о результатах предварительной разведки Малкинского месторождения углекислых минеральных вод с подсчетом эксплуатационных запасов по состоянию на декабрь 1986 г. 1986.

229. *Дзюба Б. М., Евтихов И. В., Иванов Б. П.* и др. Отчет о результатах общих поисков геолого-геофизическими методами, проведенных в пределах проявления медно-никелевых руд «Гольцовое» и медно-порфириновых руд «Юртиное» Верхне-Гольцовской партией в 1983–1985 гг. 1985.
230. *Дзюба Б. М., Иванов Б. П.* Отчет о результатах поисковых геолого-геофизических работ, проведенных в пределах Кувалорог-Квинумской рудной зоны и Дукукского массива Квинумской партией в 1981–1982 гг. 1982.
231. *Долматов Б. К., Бабушкин Д. А.* и др. Отчет по геологосъемочным работам масштаба 1 : 50 000 на территории листов N-57-15-Б, Г; N-57-16-А, Б, В, Г. (Ангренская партия, работы 1973–1975 гг.). 1975.
232. *Долматов Б. К., Герман Л. Л.* и др. Отчет о геологической съемке и поисках масштаба 1 : 50 000, проведенных Степановской партией в бассейнах рек Степановой и Правой Авачи летом 1964 г. 1965.
233. *Донченко В. Е.* Отчет Корневской гидрогеологической партии о результатах гидрогеологической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной на территории листа N-57-XXI в 1987–1991 гг. 1991.
234. *Евсеев Г. Н.* (отв. исп.). Отчет о проведении общих поисков по выявлению золотоносных зон сульфидно-кварцевого прожилкования среди графитизированных филлитовидных сланцев в среднем течении р. Быстрой. Карымайская партия, 1976–1979 гг. 1979.
235. *Евсеев Г. Н., Ардашев В. В., Кунгурцева Ж. А.* Отчет о результатах поисковых работ в пределах Южно-Быстринского рудного узла в 1986–1990 гг. Рудная геолого-поисковая партия, Быстринский отряд. 1990.
236. *Евтихов И. В., Дзюба Б. М.* и др. Отчет о результатах поисковых геолого-геофизических работ, выполненных в пределах Кагнисинского габбро-диоритового массива Лунтосской партией в 1980–1981 гг. 1981.
237. *Евтухов А. Д., Ворожейкина Л. А.* Отчет о результатах поисковых работ, проведенных на Малкинском месторождении термальных вод в интервале глубин 0–600 м в 1960–1971 гг. 1971.
238. *Ерохин М. Н.* и др. Сводный отчет о результатах разведочных работ на Эссовском геотермальном месторождении, проведенных в 1969–1982 гг. (с подсчетом эксплуатационных запасов по состоянию на 1.03.1982 г.). 1982.
239. *Жданов В. В.* Петрологические критерии продуктивности метаморфических комплексов, щитов и фундамента фанерозойских складчатых областей. Метаморфо-метасоматическая зональность Камчатского Срединного массива мезозойской складчатой области. ВСЕГЕИ. 1978.
240. *Жегалова Г. В.* Отчет по теме «Изучение условий формирования современной структуры кайнозойских угленосных отложений Западной Камчатки» за 1985–1988 гг. 1988.
241. *Жукова О. С., Зенкина И. А.* Региональный сейсмический профиль на мелководье Западной Камчатки. Отчет по объекту 15/88. 1988.
242. *Задорнов М. М.* Отчет о геологоразведочных работах на россыпное золото по месторождениям рек Дальней, Средней и Ближней Гольцовок в Усть-Большерецком районе Камчатской области, проведенных Гольцовской партией за 1964–1967 гг. 1968.
243. *Зволицов Ю. Н., Барбашинов Г. А.* Отчет по результатам гидрогеологической съемки масштаба 1 : 200 000 на территории листа N-57-IV, проведенной в 1980–1983 гг. 1985.
244. *Зимин В. М.* Отчет о результатах комплексных геолого-гидрогеологических съемочных работ масштаба 1 : 50 000 в бассейне р. Паратунки (1967–1972 гг.) и поисковых работ на термальные воды в районе Верхнепаратунских и Карымшинских горячих источников (1970–1972 гг.). 1972.
245. *Зимин В. М.* Геология и геотермальные перспективы Апачинской площади. Отчет о результатах детальных поисковых работ на термальные воды в пределах Апачинской площади (участки Плотниковский и Гольцовский), проведенных в 1980–1988 гг. 1988.
246. *Зимин В. М., Донченко В. Е.* Отчет о гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000 с комплексом геологосъемочных работ, проведенных Авалконской партией на площади листа N-57-IX в 1976–1978 гг. 1979.
247. *Зимин В. М., Зиминова О. А., Рябко Т. А.* Отчет о гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной Элкеваямской партией на листе N-57-VIII в 1977–1980 гг. 1981.
248. *Зволицов Ю. Н.* (отв. исп.). Геологическое строение и гидрогеологические условия района Авачинских гидротерм (часть листа N-57-XXVI). Отчет о геологических и гидрогеологических

- работах масштаба 1 : 50 000 в районе Апачинских гидротерм, проведенных Апачинским гидрогеологическим отрядом в 1971–1972 гг. 1973.
250. *Зонтов В. Н.* и др. Отчет по теме: «Комплексные экологические исследования масштаба 1 : 50 000 площади Петропавловск–Паратунка» в 1991–1994 гг. 1995.
251. *Зонтов В. Н.* и др. Анализ и обобщение результатов экологических исследований агломерации Петропавловск–Елизово–Вилючинск (договор № 01-14/130 с Камчатоблприродой). 1996.
252. *Зотов В. П., Аврамова Н. Н.* Отчет о результатах поисковых работ на участке Медвежьев Дукук-Кувалорогской рудной зоны, проведенных Кувалорогской поисковой партией в 1979–1982 гг. Кувалорогская поисковая партия. 1982.
253. *Зотов В. П., Ястремский Ю. М., Ермоленко В. А.* Окончательный отчет о результатах поисковых работ в пределах Хим-Кирганикской меднорудной зоны, проведенных Шанучской поисковой партией в 1972 г. 1973.
254. *Иванов В. В., Сидоров В. Е.* Отчет о гидрогеологических разведочных работах на Начинском месторождении термальных вод Камчатской области РСФСР с подсчетом запасов вод на сентябрь 1969 г. 1970.
255. *Иванова Л. П., Голуб Н. В., Григорьянц В. А.* Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОГТ, проведенных на Южно-Кунжинской площади Колпаковского прогиба сейсморазведочной партией № 14 в 1986–1987 гг. Листы N-56-XII, N-57-VII, XIII, XIX. 1989.
256. *Игнатов А. П.* Отчет о результатах детальных поисковых работ на участках Родниковом и карбонатном и поисково-оценочных работ на жилой зоне Родниковой, проведенных в 1979–1982 гг. 1982.
257. *Игнатьев Е. К.* Отчет по поискам медно-порфировых и медно-никелевых месторождений в Хим-Кирганикской рудной зоне и предварительной оценке рудопроявлений Кирганик, Шануч, проведенным Верхне-Ичинской партией в 1975–1978 гг. 1978.
258. *Игнатьев Е. К.* Отчет о поисково-оценочных работах, проведенных на Кирганикском месторождении в 1978–1980 гг. 1980.
259. *Игнатьев Е. К.* Отчет о результатах общих поисков в пределах Крутогоровско-Анриановской группы рудопроявлений, проведенных в 1984–1988 гг. Малахитовым поисковым отрядом. 1988.
260. *Игнатьев Е. К., Шаповаленко В. Н.* Отчет о региональных геологических исследованиях, проведенных ЗАО Би-Эйч-Пи Интернэшнл Рисорсес на территории Камчатской области в 1995–1998 гг. 1999.
261. *Игнатьев Е. К., Игнатьева Л. И., Грибанов Б. В.* и др. Отчет по поисково-оценочным работам, проведенным в пределах Шанучского рудного поля в 1977–1979 гг. (Центральная Камчатка). 1979.
262. *Ильченко И. Н., Байков А. И.* Отчет о поисково-разведочных работах, проведенных Верхне-Кирганикской партией на Кирганикском медном месторождении в районе оз. Сухого летом 1961 г. 1962.
263. *Ильченко И. Н., Терещенко В. Г.* Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1 : 25 000, проведенных Кирганикской партией летом 1958 г. в Срединно-Камчатском хребте в бассейне реки Сред. Кирганик. 1959.
264. *Калиникова Н. Е.* Отчет о комплексной геологической съемке масштаба 1 : 50 000, проведенной партией № 605 в 1955–1956 гг. в верховьях рек Козыревки и Андриановки. Лист N-57-A. 1956.
265. *Карасев Б. Н., Григорьева Л. К., Леонтьева Л. Т.* и др. Отчет о комплексной геологической и гидрогеологической съемке масштаба 1 : 500 000, произведенной в 1953 г. на территории Восточной Камчатки в районе Кроноцкого полуострова и бассейнов рек Татьяна, Ольга, Малая Чажма, Четвертая. 1954.
266. *Ким А. Г.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на листах N-57-5-B, G; N-57-17-B; N-57-18-A (Уксичанская партия). 1976.
267. *Ким А. Г., Успенский В. С.* Отчет о геологической съемке и поисках полезных ископаемых масштаба 1 : 50 000, проведенных в северной части Валагинского хребта на территории лис-

- тов N-57-32-Г; N-57-33-В; N-57-43-Б, Г; N-57-44-А, Б, В, Г; N-57-45-А. Шапинская партия, 1980–1984 гг. 1984.
268. *Кирюхина Н. И., Ямпольский В. А., Шумопина Т. В.* Отчет о результатах поисковых работ на термальные воды, проведенных на участке Ближнем Южнобережной площади в 1965–1968 гг. 1969.
269. *Кленов Е. П., Ким А. Г.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые территории листов N-57-ХІХ, N-56-XXIV (Окончательный отчет Кихчикской партии по геологической съемке и поискам масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1966–1968 гг.). 1969.
270. *Кобылкин М. Ф.* Отчет о геолого-поисковых и геологоразведочных работах, проведенных Моховской партией в 1962–1963 гг. с подсчетом запасов на месторождении диабазов сопки Петровской по состоянию на 1.01.1964 г. 1964.
271. *Кобылинский В. И., Лялька М. В., Вилкова Л. А.* Отчет о результатах детальных поисков для водоснабжения с. Мильково с предварительной разведкой участка «Амшарик», проведенных в 1991–1992 гг. с подсчетом эксплуатационных запасов по состоянию на 1.08.1992 г.). 1992.
272. *Коваленко В. Я.* Отчет о поисково-разведочных и разведочных работах на Больше-Банном месторождении перегретых вод на п-ове Камчатка за 1962–1968 гг. (подсчет запасов на 1.12. 1968 г.). 1968.
273. *Ковалев Б. В., Ташлинский А. А.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной на территории листа N-57-VI в бассейнах рек Третьей, Юртишкиной и Правой Бушуйки летом 1962 г. (II-я Хапицкая партия). 1963.
274. *Коваль П. А.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на территории листа N-57-VII, N-56-XII в бассейнах рек Облуковины, Крутогоровой и Колпаковой. 1968.
275. *Коваль П. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые площади листов N-57-XIV, N-57-XXXI, N-57-1. (Отчет о групповой геологической съемке и поисках масштаба 1 : 200 000 и доизучении ранее заснятых площадей, проведенных Большеерецкой партией в 1978–1980 гг.). 1981.
276. *Коваль П. А., Илечко Я. В., Аборин П. Т.* и др. Окончательный отчет о комплексной геологической съемке масштаба 1 : 50 000, проведенной в верховьях рек Средней Воровской и Правой Воровской. 1972–1973 гг. (Юртиная партия). 1974.
277. *Козин В. А.* Отчет о результатах поисковых работ, проведенных Копыльинской партией на участках руч. Бараньего и руч. Убогого в 1974–1976 гг. 1976.
278. *Козовая Т. В.* Отчет о результатах детальной разведки Паратунского месторождения перлитов с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1984 г. 1985.
279. *Козовая Т. В., Велитченко Е. Н., Мурахтова Е. М.* Отчет о детальной разведке Эссовского-2 месторождения песчано-гравийной смеси с подсчетом запасов по состоянию на 1.11.1989 г. 1989.
280. *Козовая Т. В., Надежкин М. И., Ржаницын К. П.* Отчет о результатах детальной разведки, проведенной на Крутобереговском месторождении вулканического туфа с подсчетом запасов по состоянию на 11.01.1982 г. 1982.
281. Количественная оценка прогнозных ресурсов углеводородного сырья Российской Федерации. ВНИГНИИ, 2004.
282. *Кострыкин Ю. Ф.* Отчет о результатах бурения структурно-параметрических скважин ГК-4 и ГК-5 на Ичинском сейсморазведочном профиле КМПВ, 1965 г. 1965.
283. *Котляров С. Ю., Соколов М. А., Цюрупа А. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Быстрой, Плотниковой, Утки. Отчет Ажицкой партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на площади листов N-57-87-Г (б, г); 98-Б; 99-А (а); В; Г (в) и группового геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на площади листов N-57-87-Г; 98-Б (в, г); 99-А, Б (а, б); В (а б); Г(а, в), проведенных в 1987–1993 гг. 1994.
284. *Королев А. С.* (отв. исп.). Отчет Камчатской партии о поисковых работах на декоративно-облицовочные камни и обсидиан Южной Камчатки в 1985–1986 гг. 1987.
285. *Кочарян Г. К.* Отчет о результатах поисковых работ, проведенных Караковским отрядом на рудопроявлении в верховьях р. Караковой в 1976–1977 гг. 1977.
286. *Кочарян Г. К.* и др. Отчет о предварительной разведке центральной части Бараньевского месторождения за 1981–1985 гг. 1985.

287. *Криночкин Л. А., Николаев Ю. Н., Талалай М. А.* Отчет по объекту «Многоцелевые прогнозно-геохимические работы масштаба 1 : 1 000 000 на листах L-52, 53; M-49; M-53; N-48; N-49; N-50; O-40; Q-35, 36; K-37, 38, 39; N-56, 57, 58, M-57 и создание геохимических основ Госгеолкарты-1000/3 на листах N-39; M-46, 47; O-47; N-47; P-58». 2004. Т. 9, книга 1 (текст). Многоцелевые прогнозно-геохимические работы масштаба 1 : 1 000 000 на листах N-56 (п-ов Камчатка), N-57 (Петропавловск-Камчатский), N-58 (Командорские о-ва); M-57 (мыс Лопатка). 2004.
288. *Кувакин Г. В.* Структурно-металлогенический анализ и прогнозная оценка ресурсов Срединного и Ганальского массивов многометалльной специализации. Отчет Срединного опытно-методического отряда за 1990–1994 гг. 1994.
289. *Кувакин Г. В., Ардашев В. А.* Отчет о результатах полевых работ, проведенных на площади Банного рудного поля. Банная партия, 1976–1979 гг. 1979.
290. *Кудрявцева Е. И.* Гидрогеология артезианских бассейнов Камчатки в связи с нефтегазоносностью (диссертация на соискание ученой степени канд. геол.-минер. наук). 1974.
291. *Кудрявцева Е. И.* Гидрогеологические исследования в Кроноцком районе в связи с нефтегазоносностью. 1975.
292. *Кузьмин В. К.* Отчет по договору №1028/98 «Выполнение Sm-Nd изотопных анализов метаморфических пород Срединно-Камчатского массива». 1998.
293. *Куркин А. В., Грейскоп В. В.* Отчет о геологоразведочных работах за 1955–1956 гг. и 1959–1960 гг. с подсчетом запасов гравийно-песчаной смеси Петропавловского месторождения по состоянию на 1.04.1960 г. (Петропавловская партия стройматериалов, 1959–1960 гг.) 1961.
294. *Кучуганов В. А.* Окончательный отчет по поискам и оценке золоторудных тел в бассейнах рек Банной и Карымшины (Карымшинская поисковая партия, 1974–1976 гг.). 1976.
295. *Кучуганов В. А., Кундурица Ж. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Караковая, Большая Кимитина и бассейна ручья Балхач. Окончательный отчет о комплексных геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных Балхачской партией в 1970–1972 гг. 1973.
296. *Кучуганов В. А., Полетаев В. А.* Отчет о результатах работ по теме: количественная и геолого-экономическая оценка ресурсного потенциала территории Российской Федерации с определением приоритетов лицензионного недропользования на алмазы, благородные и цветные металлы (Камчатская область и Корякский АО). 2003.
297. *Лащинский Г. В., Лукьянов В. Н.* Отчет о результатах региональных и поисковых геолого-геофизических работ, выполненных в южной части Срединного Камчатского выступа Дукукской партией в 1976–1979 гг. 1979.
298. *Лебедев М. М.* Отчет о комплексной геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной в западной части листа N-57-XX летом 1959 г. (Быстринская партия). 1960.
299. *Лебедев М. М., Ерешко Э. М.* Объяснительная записка к Тектонической карте Камчатской области масштаба 1 : 1 000 000. 1978.
300. *Лезин В. И.* Отчет о результатах предварительной разведки участка Кварцевого рудопроявления Сухариковские Гребни за 1981–1984 гг. 1984.
301. *Лезин В. И.* Отчет по геологическому изучению в южной части Дукукского никеленосного рудного узла (Квинум-Кувалорогская зона) за 2002–2004 гг. 2004.
302. *Лезин В. И., Карпов А. В., Мусевич С. С.* Отчет по геологическому доизучению кобальт-медно-никелевого месторождения Шануч за 2002–2004 гг. (Детальная разведка с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.2004 г.). 2004.
303. *Лезин В. И., Массеева Н. И., Захарова Н. Т.* и др. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на рудопроявлении Сухариковские Гребни за 1981–1985 гг. 1985.
304. *Лезин В. И., Прозоровский В. А.* Отчет о результатах предварительной разведки центральной части Родникового месторождения за 1984–1988 гг. 1988.
305. *Литвинов А. Ф.* Отчет о геологической съемке и поисках масштаба 1 : 50 000 на территории листов N-57-41-A,B; N-57-53-A. Жупановская партия, работы 1982–1985 гг. 1985.
306. *Литвинов А. Ф., Крикун Н. Ф.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Листы N-57-XXII, XXVIII, XXIX. Серия Восточно-Камчатская. 1992.
307. *Лоншаков Е. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые приводораздельной части бассейнов рек Банная–Карымчина и Лев. Быстрая–Карымшина. Окончательный отчет о геоло-

госьемочных и поисковых работах в масштабе 1 : 50 000, проведенных Шемедоганской партией летом 1970–1972 гг. 1973.

308. *Лоншаков Е. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые Юго-Восточной Камчатки. Отчет Гореловской ПГГС масштаба 1 : 50 000 по работам 1974–1979 гг. в пределах листов N-57-(113-В; 124-Б, Г; 125-А, Б, В, Г; 126-А, В; 136-Б; 137-А, Б; 138-А). 1979.

309. *Лопатин В. Б.* (отв. исп.). Отчет Крутогоровской партии о результатах геологического доизучения ранее заснятых площадей масштаба 1 : 200 000 и подготовке к изданию комплекта Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (издание второе), проведенных в 1992–2001 гг. Листы N-56-VI, N-57-I, N-56-XII, N-57-VII. 2002.

310. *Лопатин В. Б.* (отв. исп.). Опорная легенда Южно-Камчатского рудного района Государственной геологической карты масштаба 1 : 50 000. Отчет Южно-Камчатского отряда о результатах опытно-методических работ по разработке опорной легенды Южно-Камчатского рудного района Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1989–1995 гг. Южно-Камчатская серия листов. Листы N-57-100-Г, 101-В; 112-А, Б, В, Г; 113-А, Б, В, Г; 124-Б, Г; 125-А, Б, В, Г; 136-Б; 137-А, Б, В, Г. 1995.

311. *Лукьянов В. Н., Бояринова М. Е., Бархатов Ю. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые верховья р. Ичи (Сводный отчет Химкинской партии, проводившей геолого-съемочные работы масштаба 1 : 50 000 в 1969–1971 гг.). 1973.

312. *Лукьянов В. Н., Оточкин В. В.* Отчет Южно-Дукукской партии и Южно-Дукукского отряда о результатах поисково-съемочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных в районе перевала Четырех Падей летом 1965 г. 1966.

313. *Мальцева К. И., Райко А. В., Данилин А. А.* и др. Отчет о работах по пересчету эксплуатационных запасов пресных подземных вод Елизовского месторождения по состоянию на 1.01.1991 г. (предварительная разведка эксплуатируемого месторождения). 1991.

314. *Манухин Ю. Ф., Звонцов Ю. И.* Отчет о гидрогеологических, гидрохимических, гидротермических исследованиях, проведенных на территории листа N-57-XXVII 1-й Карымшинской партией ГПП в 1965–1966 гг. 1967.

315. *Маслов О. А., Гаращенко Н. Н.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на рудопроявлении «Марина» в 1979–1981 гг. 1981.

316. *Матвеева М. П.* Опытные-производственные работы КМПВ в северо-западной части Тихого океана 1981 г. Северо-Тихоокеанская геологоразведочная экспедиция ПГО «Севморгеология». 1981.

317. *Матвиенко А. А.* Отчет по геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на листах N-57-112-А; N-57-112-Б-а; N-57-111-Г-б; N-57-112-В-а, б, проведенных Авачинской партией в 1975–1976 гг. 1977.

318. *Матвиенко А. А.* Отчет по геологической съемке и поискам масштаба 1 : 50 000, проведенных Правобыстринской партией в бассейнах рек Половинки, Правой Быстрой, Среднего Ручья в 1977–1979 гг. (Листы N-57-101-А, Б, В, Г; 113-А). 1979.

319. *Матвиенко А. А.* Отчет о результатах геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000, проведенных Плотниковской партией в 1979–1982 гг. в бассейнах рек Плотникова, Банной, Быстрой (листы N-57-99; N-57-99; N-57-100; N-57-100; N-57-100; N-57-111). 1982.

320. Материалы на ликвидацию параметрической скважины № 1 Восточно-Квакчикской площади в Соболевском районе Камчатской области. 1991.

321. Материалы на ликвидацию параметрической скважины № 1 Предгорной площади в Соболевском районе Камчатской области. 1992.

322. *Матюшонок Н. Н.* Отчет о детальных поисках золоторудных тел на междуречье Банная, Порожистая, Шикова, проведенных Порожистой партией в 1977–1979 гг. 1979.

323. *Матюшонок Н. Н.* Отчет о детальных поисковых работах на площади Порожистого рудного поля, проведенных Порожистой партией в 1979–1981 гг. 1981.

324. *Махонько А. В.* (отв. исп.). Отчет о результатах поисково-оценочных работ и предварительной разведки месторождений кварцевых диоритов руч. Каменистого в качестве облицовочного и бортового камня в 1988–1991 гг. 1992.

325. *Мишин В. В., Нурмухамедов А. Г.* Отчет о комплексных геолого-геофизических исследованиях на региональном профиле II класса р. Коль–мыс Калыгирь, проведенных Камчатской комплексной геофизической партией региональных исследований в 1991–1996 гг. 1996.

326. *Мишин В. В., Нурмухамедов А. Г., Белоусов С. П.* Отчет о комплексных геолого-геофизических исследованиях на региональном профиле II класса пос. Ниж. Облуковина—гора Андриановка, проведенных Камчатской комплексной геофизической партией региональных исследований в 1991–1998 гг. 1998.

327. *Мурахтов Е. А.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ, проведенных Облуковинским геологоразведочным отрядом в бассейнах рек Облуковины и Левого Кирганика за 1965–1969 гг. 1970.

328. *Мурахтов Е. А.* Отчет о результатах детальной разведки Николаевского месторождения песчано-гравийной смеси (участки Николаевка-I и Николаевка-II), проведенной Елизовским отрядом в 1971 г. с подсчетом запасов песка и гравия по состоянию на 1.06.1972 г. 1972.

329. *Мурахтов Е. А., Плотников В. Б.* Отчет о поисках и детальных геологоразведочных работах на месторождении строительного песка сопки Лысой (участки I и II), проведенных Елизовским отрядом в 1972 г. с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1973 г. 1973.

330. *Мурахтов Е. А.* Отчет о результатах детальной разведки Налычевского месторождения пемзовой песчано-щебеночной смеси с подсчетом запасов сырья по состоянию на 1.01.1976 г. 1976.

331. *Мурахтов Е. А.* Отчет о результатах общих и детальных поисков строительного песка, облицовочного и строительного камня, активных минеральных добавок, заполнителей для легких бетонов и карбонатных пород в районе г. Петропавловск-Камчатского, проведенных в 1976–1978 гг. 1979.

332. *Мурахтов Е. А.* Отчет о результатах детальной разведки Ольховского месторождения гранодиоритов с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1983 г. 1982.

333. *Надежкин М. И.* и др. Отчет о результатах детальной разведки Карымшинского месторождения диоритов, проведенной Елизовской партией в 1973–1974 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1.07.1974 г. 1976.

334. *Напылова Н. А., Лагунова Л. И., Григорьянц В. А.* и др. Отчет о результатах поисковых сейсморазведочных работ МОГТ на Южно-Брюмкинской площади Колпаковского прогиба, проведенных сейсморазведочной партией № 11/86-87 в Соболевском районе Камчатской области. 1988.

335. *Никишкин А. И., Козьянина Л. П.* Отчет по теме: Б.П.I/101 (16) – 13. «Анализ и обобщение результатов данных параметрического бурения на Опалинской и Кедровой площадях Голыгинского прогиба, Елизовской площади Налычевского синклиория и Долиновской площади Мильково-Козыревского прогиба». 1986.

336. *Николайчук Г. В.* Отчет о поисковых и разведочных работах на Начикинском месторождении пигментов, с подсчетом запасов по состоянию на 1 января 1962 г. (Козельская партия, Южно-Начикинский отряд). 1962.

337. *Нодия В. А.* Отчет о результатах детальных поисковых работ, проведенных Балхачским отрядом в 1970 г. в верховьях рек Аги, Вьюн и Кетачан-2. 1971.

338. *Олейник В.И.* Геологическое строение и полезные ископаемые листа V-57-X (окончательный отчет о геологической съемке и поисках масштаба 1 : 200 000, проведенных Долиновской партией в 1965–1967 гг.). 1968.

339. *Олейник В. И.* Отчет о результатах поисково-ревизионных работ Юртиного отряда за 1973 г. 1974.

340. *Олейник В. И., Юринец М. М., Дмитришин А. Я.* и др. Отчет о геологической съемке и поисках полезных ископаемых масштаба 1 : 50 000 в пределах листов N-57-12-B (6, г); N-57-12-Г (а, в); N-57-23-A (а); N-57-23-B (а, б); N-57-24-A (а). Кумрочская партия, работы 1982–1985 гг. 1985.

341. *Оханкин В. Г.* (отв. исп.). Отчет о гидрогеологических, гидрохимических, гидрогеотермических исследованиях масштаба 1 : 200 000, проведенных на территории листа N-57-XXVI в 1967–1971 гг. 1972.

342. *Оханкин В. Г.* Отчет о результатах разведочных работ на участке Дачный Мутновского месторождения парогидротерм, проведенных в 1981–1983 гг. с подсчетом эксплуатационных запасов теплоносителя по состоянию на 1.10.1983 г. 1983.

343. *Охрицкий А. Д., Кувакин Г. В.* Окончательный отчет о поисково-разведочных работах, проведенных Оганчинской ГРП на Оганчинском золоторудном поле в 1966–1971 гг. 1972.

344. *Портнов А. Н.* Отчет о региональных сейсморазведочных работах в центральной части Центрально-Камчатского прогиба, проведенных Атласовской сейсморазведочной партией № 2 в 1978 г. 1978.
345. *Павлова Л. Е.* (отв. исп.). Типы гидрогеологических структур вулканических районов Камчатской области. Отчет Авачинской тематической партии по теме В.1.1/700(10) за 1985–1988 гг. 1988.
346. *Павлова Л. Е., Ефремова Л. А., Котельникова Т. К.* Отчет по теме «Гидрогеологическое районирование территории Камчатской области». 1984.
347. *Панова Н. П., Коган Е. В.* и др. Сейсморазведочные работы МОГТ на Перевальной площади Колпаковского прогиба. Отчет геологоразведочной партии № 15/1987. 1987.
348. *Патока М. Г.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Быстрая, Димшикан, Первая Тополовая. Отчет Димшиканской партии о результатах геологической съемки и поисках масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1983–1987 гг. Листы N-57-5-A (б, г), Б; N-57-6-A, Б, Г (б). 1987.
349. *Патока М. Г., Литвинов А. Ф.* и др. Отчет о геологической съемке и поисках полезных ископаемых масштаба 1 : 50 000 в пределах листов N-57-4-A (в, г), Б, В (а,в), Г (а, б); N-57-5-A (а); N-57-17-B (в, г). (бассейны рек Быстрая-Хайрюзовка, Носичан, Морошка, 1-я Белоголовая, Большая Кимитина и Малая Кимитина) в 1972–1982 гг. (Белоголовская партия). 1982.
350. *Патока М. Г., Успенский В. С., Чизаев В. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые центральной и северной части листа N-57-II (окончательный отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной Ичинской партией в 1974–1975 гг.). 1976.
351. *Пашенко Л. Г.* Отчет о результатах детальной разведки Северного, Нижнего и Среднего участка Паратунского месторождения термальных вод, проведенной Паратунской геологоразведочной партией в 1967–1968 гг. для целей теплофикации (с подсчетом запасов по состоянию на 25.11.1968 г.) 1968.
352. *Первеев С. П.* Отчет о результатах детальных поисковых работ на Мутновском месторождении парогидротерм с оценкой запасов теплоносителя по категории C_1 и C_2 на электрическую мощность 200 МВт (1978–1992 гг.). 1992.
353. *Петренко И. Д.* и др. Отчет о результатах поисково-разведочных работ, проведенных в верховьях рек Аги, Кетачан-2 и ручья Вьюн (Камчатская область) в 1971–1973 гг. Перспективная оценка Агинского золоторудного месторождения. 1974.
354. *Петренко И. Д.* (отв. исп.). Отчет о результатах опытно-методических работ по разработке объемных геолого-геохимических и геофизических моделей основных золото-серебряных месторождений Камчатки в 1987–1991 гг. 1991.
355. *Петров М. А.* Отчет о результатах специализированных гидрогеологических работ по оценке перспектив Камчатской области на минеральные воды (1987–1991 гг.). 1991.
356. *Петров М. А.* Отчет о результатах специализированных работ по оценке бальнеологических ресурсов и режима минеральных вод бассейна р. Налычева. 1995.
357. *Плотников В. Б., Кручинина Н. Н.* Отчет о детальной разведке Начикинского месторождения обсидианов и перлитов, проведенных Елизовской партией в 1974–1975 гг. с подсчетом запасов легких заполнителей бетонов и стекольного сырья по состоянию на 1.10.1975 г. 1978.
358. *Подгурская Н. П.* Отчет о предварительной разведке торфяного месторождения Большое Толбачинское Мильковского района Камчатской области. 1980.
359. *Подгурская Н. П., Борова В. В.* Отчет о детальной разведке торфяного месторождения Большая Тундра Мильковского района Камчатской области. ДВГП по разведке месторождений (1971–1972 гг.). 1973.
360. *Подгурская Н. П., Гвоздева В. П.* Геологический отчет о детальной разведке группы торфяных месторождений Елизовского района Камчатской области (торфяное месторождение Цибэрво). Подсчет запасов на октябрь 1981 г. 1982.
361. *Подгурская Н. П., Марковский М. Ф.* Отчет о детальной разведке торфяного месторождения ВЭРЭГЭ (северный участок) Соболевского района Камчатской области. 1976.
362. *Подгурский В. Г.* Отчет о детальной разведке торфяного месторождения Клюквенная Речка Мильковского района Камчатской области. 1968.
363. *Подгурский В. Г., Татаринцева Т. Т., Марковский Ф. М.* Отчет по детальной разведке торфяных месторождений Амшарик-I и Амшарик-II в Мильковском районе Камчатской области. 1967.

364. *Поздеев А. И., Бабушкин Д. А., Кайгородов Б. М.* и др. Отчет о геологической съемке и поисках масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейне рек Элкевой, Лев. и Прав. Киргаников, Андриановки (листы N-57-28-Б, Г; N-57-40-Б, В, Г) в 1976–1979 гг. (Андриановская партия). 1979.
365. *Поletaев В. А.* (отв. исп.). Прогнозная оценка никеленосности Срединной металлогенической зоны. Отчет по теме Центральной прогнозно-металлогенической партии за 1989–1990 гг. 1990.
366. *Попов В. Н., Высоцкий А. В., Мурахтова Е. М.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ в пределах перспективного участка Мутновского месторождения игнимбритов, проведенных в 1987–1989 гг. 1989.
367. *Попов В. Н., Козовая Т. В., Ханеев Н. П.* Отчет о результатах детальной разведки Ягоднинского месторождения активных минеральных добавок с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1985 г. 1984.
368. *Попов В. Н., Тайнов В. С., Сеницкий В. Я.* Отчет о результатах детальной разведки Шаромского месторождения глин с подсчетом запасов по состоянию на 1.06.1985 г. 1985.
369. *Попруженко С. В., Апрельков С. Е., Гущина Л. А.* Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной Жупановским отрядом специализированной гравиметрической партии № 17 в пределах листов N-57-Х, XVI, XXII в 1981–1982 гг. 1983.
370. *Поселов В. А., Радченко В. Г.* и др. Отчет о региональных сейсмических работах МОВ ОГТ в северо-западной части Тихого океана. Полярная геофизическая экспедиция НПО «Севморгео», 1979.
371. *Приходько Б. Е.* Отчет о результатах поисковых и разведочных работ на россыпное золото, проведенных в бассейнах рек Авачи и Быстрой Камчатской ГРП в 1980–1982 гг. («Приморзолото», Дальневосточная ГРЭ). 1983.
372. *Приходько Б. Е., Маркина С. Г.* Отчет о результатах поисковых и детальных разведочных работ на россыпное золото, проведенных в долинах р. Капитанской, руч. Майор (бассейн р. Облуковины) и руч. Сумного (бассейн р. Авачи) Камчатской ГРП в 1978–1981 гг. 1982.
373. *Радченко В. В.* Отчет о результатах детальной разведки Козельского месторождения вулканического шлака и Халактырского месторождения строительного песка с подсчетом запасов вулканического шлака по состоянию на 1.01.1971 г. и строительного песка на 1.08.1969 г. 1971.
374. *Радченко В. В., Дмитриев Б. М.* Отчет о результатах детальной разведки титаномagnetитовых песков с подсчетом запасов на 1.11.1970 г. 1970.
375. *Радченко В. Г., Андреев А. А.* Отчет о региональных сейсмических работах в западной части Тихого океана в 1980 г. СР (КМПВ) – опытно-методические работы КМПВ. 1980.
376. *Ржаницын К. П.* Отчет о детальных геологоразведочных работах на Паратунском месторождении глин, проведенных Елизовской партией в 1965 г. с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1966 г. 1966.
377. *Ржаницын К. П.* Отчет о детальных работах на Усть-Камчатском (Урочище Ковш) и Мильковском месторождениях кирпичных глин с подсчетом запасов по состоянию на 1.12.1968 г. (Усть-Камчатский отряд стройматериалов, 1967 г.). 1968.
378. *Ривош Л. А.* Отчет по работам Камчатской аэромагнитной партии за 1958 г. 1959.
379. *Рождественский О. Ю., Кочарян А. В.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на Порожистом рудопроявлении за 1988–1992 гг. 1992.
380. *Рождественский О. Ю., Лезин В. И., Рожков С. Ю.* Оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых категории P₃, P₂, P₁ в районе работ Центрально-Камчатской ГРЭ по состоянию на 1.01.1988 г. 1988.
381. *Рождественский О. Ю., Красильников А. Н., Кропачев Н. А.* Отчет о результатах опережающих поисковых геохимических работ в Центрально-Камчатском и Восточно-Камчатском районах за 1990–1994 г. 1994.
382. *Рязанцев А. А., Прокудин В. П., Шестера Ю. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые шельфа Западной Камчатки от устья р. Большой до устья р. Мысовой. Отчет Шельфовой партии о результатах опытно-производственной геологической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1984–1987 гг. на шельфе Охотского моря. Листы N-56-XXIV, XXX; N-XIX, XXV. Приморское ПГО. Морская ГРЭ, г. Партизанск, 1987.
383. *Саватеева З. Д., Величенко Е. Н., Редковский А. Н.* и др. Отчет о результатах детальной разведки Жупанковского месторождения пемзовых песков с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1989 г. 1989.

384. *Садреев А. М.* Отчет Чажминской партии, проводившей стратиграфические исследования летом 1965 г. в Кроноцком районе и в районе мыса Налычева. 1966.
385. *Садреев А. М., Долматов Б. К., Хромов В. Т.* Отчет Верхне-Тюшевской партии о результатах редакционно-увязочных работ в пределах листов N-57-XII, -XVIII, N-58-VII. 1963.
386. *Свистунов Е. П., Крылов О. В., Шлыкова Т. М.* Анализ и обобщение материалов параметрического бурения на Большерецкой площади и оценка перспектив нефтегазоносности южной части Колпаковского прогиба. 1991.
387. *Свистунов Е. П., Карноушина Е. Е., Крылов О. В.* и др. Отчет по теме «Комплексный анализ результатов параметрического бурения на Лиманской и Тваянской площадях Камчатки». 1985.
388. *Селиверстов В. А.* Стратиграфия меловых и палеогеновых отложений хребтов Валагинский, Тумрок, Кумроч. 1973.
389. *Серезников А. И.* и др. Отчет о результатах гидрогеологического доизучения с инженерно-геологическими и геоэкологическими исследованиями и картографированием масштаба 1 : 200 000, проведенного на территории листа N-57-XXVII в 1991–1996 гг. Камчатнедра, 2000.
390. *Сиверцева И. А.* Спориво-пыльцевые комплексы метаморфизованных отложений Камчатки (отчет по работе 1971–1973 гг.). 1973.
391. *Сиверцева И. А.* Изучение метаморфизованных отложений Камчатки палинологическим методом. Отчет за период с 1 апреля 1974 г. по 1 июля 1976 г. по договору 363 с Геологосъемочной экспедицией КТГУ. 1976.
392. *Сидоренко В. И.* (отв. исп.). Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Киумшечка, Пымты. Прав. Кихчика. Отчет Киумшечской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 с общими поисками (листы N-57-74-B (б, г); N-57-74-Г; N-57-75-B (в, г); N-57-86-A (б, г); N-57-86-Б; N-57-87-A (а) и группового геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 с общими поисками (листы N-57-75-B (а, б); N-57-75-Г (а, в); N-57-87-A (б, в, г), проведенных в 1985–1990 гг. 1990.
393. *Сидоренко В. И.* (отв. исп.). Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Ичи, Облуквины, Крутогорова, Хейвана, Колпакова, Воровской, Озерной Камчатки. Отчет Хейванской партии о геологическом доизучении ранее заснятых площадей масштаба 1 : 200 000 и подготовке к изданию комплекта Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе), проведенных в 1992–1999 гг. Листы N-57-VIII, N-57-XIV. 1999.
394. *Сидоренко В. И.* Информационный отчет о результатах незавершенных прогнозно-поисковых работ на золото на площади листов N-57-II, III, IX, X, проведенных Центрально-Камчатской партией в 2001–2002 гг. 2002.
395. *Сидоренко В. И., Сеницкий В. Я., Сидоренко Г. С.* Отчет о геологической съемке и поисках масштаба 1 : 50 000 в пределах листов N-57-27-B-в, г; Г-в; 39-A; 39-B-а, в; 39-B-а, б; 39-Г; 40-B-а, в. Хангарская партия, работы 1981–1984 гг. 1984.
396. *Сидорчук И. А.* Отчет Богдановской партии о результатах геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных в бассейне р. Богдановской в 1961 г. 1962.
397. *Сидорчук И. А.* Стратиграфия фанерозойских метаморфических комплексов Срединного хребта (с целью создания основы для разработки легенд крупномасштабных геологических карт). Отчет по теме за 1982–1986 гг. 1987.
398. *Сеницкий В. Я.* Отчет о результатах детальной разведки Соболевского месторождения суглинков, с подсчетом запасов по состоянию на 1.07.1986 г. 1986.
399. *Сеницкий В. Я.* Отчет о результатах детальной разведки II, III, IV участков Паратунского месторождения вулканического шлака с подсчетом запасов по состоянию на 1.07.1988 г. 1988.
400. *Сляднев Б. И.* Отчет Карымской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000 о проведенных работах летом 1967 г. в северо-западной части листа N-57-XVI (Валагинский хребет). 1968.
401. *Сляднев Б. И.* Опыт-методические работы по составлению геодинамической карты Южной Камчатки масштаба 1 : 500 000. Отчет по объекту 15-90-2/11 за 1990–1995 гг. 1995.
402. *Сляднев Б. И.* Отчет о стратиграфических работах по корреляции меловых отложений Восточной Камчатки, проведенных в 1986–1988 гг. ФГУ «КамТФГИ». 1988.
403. *Сляднев Б. И., Успенский В. С., Филимонов Ф. П.* Отчет о стратиграфических и поисково-реvisionsных работах на площади листов N-57-VI, N-58-I, проведенных Хапицкой партией в 1977–1978 гг. 1980.

404. *Смирнов В. Л.* Отчет о результатах предварительной разведки Крутогоровского каменноугольного месторождения за 1987–1989 г. 1989.
405. *Смирнов В. Л., Поповкин С. А.* Отчет о поисково-разведочных работах, проведенных на Крутогоровском каменноугольном месторождении в 1966–1967 гг. 1968.
406. *Смирнов Л. М.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западной Камчатки (Промежуточный отчет по теме: «Перспективы нефтегазоносности Камчатки» за 1964–1968 гг.). 1969.
407. *Смирнова Н. Ф.* и др. Сводный отчет о результатах поисково-разведочных работ на Верхнепаратунском месторождении термальных вод, проведенных в 1966–1980 гг. с подсчетом эксплуатационных запасов по состоянию на 17.05.1980 г. 1980.
408. *Степанов Н. И.* Оценка состояния загрязнения акватории Авачинской губы и территории г. Петропавловска-Камчатского, поселков Приморского и Рыбачьего токсичными элементами и радионуклидами. Окончательный отчет по теме № 169 — СПб.: ВСЕГЕИ, 1993.
409. *Супруненко О. И.* Отчет о результатах бурения структурно-параметрических скважин ГК-2 и ГК-3 на Соболевском сейсморазведочном профиле КМПВ (Западная Камчатка). 1964.
410. *Супруненко О. И.* Отчет о результатах подготовки структуры Конусной под глубокую разведку методом структурного поискового бурения (1963–1964 гг.). 1965.
411. *Суханов А. П., Драган Ю. М.* Отчет о результатах детальных сейсморазведочных работ МОВ на Кунжинской площади Соболевского района Камчатской области, проведенных сейсморазведочной партией № 2 в 1970–1971 гг. 1971.
412. *Суханов И. А., Лезин В. И., Прозоровский В. А.* и др. Отчет о результатах предварительной разведки центральной части Асачинского месторождения за 1986–1990 гг. 1990.
413. *Сытов А. В., Маркина С. Г.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на россыпное золото, проведенных Камчатской и Приморской геологоразведочными партиями в южной половине Камчатского полуострова в 1976–1979 гг. Хабаровск, 1980.
414. *Талалай М. А.* Отчет о работах по созданию дистанционной, геохимической и геофизической основ Гостеолкарты-1000 3-го поколения листов N-(56), 57, (58); M-57 (опережающий этап). 2001.
415. *Тарарин И. А.* Докладная записка. Некоторые проблемные вопросы геологии и рудоносности метаморфических и магматических комплексов Срединно-Камчатской метаморфической зоны. 1982.
416. *Татарничева Т. Т., Подгурская Н. П.* и др. Отчет по детальной разведке торфяного месторождения Кирганикская Тундра Мильковского района Камчатской области. 1969.
417. *Терещенков В. Д., Коробов К. П.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Киревны, Двухюрточной,левой. Отчет Киреунской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на Киреунской геотермальной площади, проведенных в 1989–1994 гг. Листы O-57-116-Б, Г; O-57-117-А, Б, В. 1994.
418. *Трецин Н. Н.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на Карымшинском участке, проведенных в 1976–1979 гг. (Карымшинская поисковая партия). 1983.
419. *Тювин А. Я.* Отчет о результатах детальной разведки Соболевского месторождения песчано-гравийной смеси с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1979. 1979.
420. *Усатюк П. П., Лебедев М. В.* Отчет о результатах детальных поисковых работ, проведенных Найчанской партией на юго-западном и северо-западном флангах Агинского рудного поля в 1977–1979 гг. 1979.
421. *Усатюк П. П., Шевченко Ю. Г.* Отчет о результатах геолого-геофизических работ, проведенных в пределах рудного поля Хим-Позднее в 1983 г. Поздним отрядом. 1984.
422. *Федорев В. Н., Бархатов Ю. В., Кочкин Н. Н.* Отчет о результатах групповой геологической съемки и поисках масштаба 1 : 50 000, проведенных Ходуткинской партией в 1978–1982 гг. в бассейнах рек Инканюш, Вестник, Ходутка, Правая Асача. Листы N-57-136-В, Г; N-57-137-В, Г; M-57-4-Б, Г; M-57-5-А, Б, В; M-57-15-А, Б, В, Г; M-57-16-А, Б, В. 1982.
423. *Феоктистов В. П.* (отв. исп.). Окончательный отчет по теме 21, раздел 1 за 2001–2003 гг. «Прогнозно-минерагенический анализ и количественная оценка ресурсного потенциала территории Российской Федерации (объект 21, раздел 1): на комплекс полезных ископаемых с геолого-картографическим опережением и сопровождением». 2003 г.

424. *Фролов Ю. Ф.* Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев р. Быстрой (Хайрюзовки). (Окончательный отчет о комплексных геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных Окурской партией в 1972–1973 гг.). 1974.
425. *Фролов Ю. Ф., Кучуганов В. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Сухарики, Быстрой, Копылье. Окончательный отчет о комплексных геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных Сухариковской партией летом 1968–1969 гг. 1970 г.
426. *Харченко Ю. И., Кучуганов В. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Копылье, Кетачан, Ага (Промежуточный отчет о результатах геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных Кетачанской партией летом 1967 г.). 1968.
427. *Цикунов А. Г.* Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-57-XI (Окончательный отчет по геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной Кроноцкой партией в 1968–1970 гг.) 1971.
428. *Цикунов А. Г.* Отчет по геологосъемочным работам масштаба 1 : 200 000 на территории листов N-7-XVI, XVII (Узонская партия, 1972–1975 гг.). 1975.
429. *Цикунов А. Г., Пронин А. А.* Стратиграфия и тектоника центральной части Валагинского хребта. 1965.
430. *Харченко Ю. И., Кучуганов В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Копылье, Кетачан, Ага (отчет о результатах геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных Кетачанской партией). 1968.
431. *Хасанов Ш. Г.* Легенда для карт четвертичных отложений Хангарской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.
432. *Химченко Э. А., Боровцов А. К.* и др. Отчет о геологическом доизучении (600 км²) и групповой геологической съемке (1310 км²) масштаба 1 : 50 000 в пределах листов N-57-77-A-б, г; N-57-77-Б, Г; N-57-77-Б-б, г; N-57-89-Б; N-57-90-A; N-57-90-Б-а, в; N-57-90-В-а, б; N-57-90-Г-а. Пиначевская партия, работы 1979–1984 гг. 1984.
433. *Чернецов С. С., Растегаева О. Ю.* Отчет о производстве поисково-оценочных работ на Кунгурцевском рудопроявлении 1978–1980 гг. 1980.
434. *Шадрин А. Г.* Отчет о проведенных общих поисках в юго-восточной части Агинского рудного узла Балхачским отрядом в 1984–1988 гг. 1988.
435. *Шакиров В. В.* Отчет о результатах детальных поисковых работ на древние морские, прибрежно-морские (дельтовые) россыпи золота в пределах Таучской и Крутогоровской площадей Западно-Камчатского золотоносного района, проведенных Охотской партией в 1983–1985 гг. 1985.
436. *Шаповаленко В. Н., Шевченко Ю. Г.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на Шанучском месторождении за 1991–1994 гг. 1994.
437. *Шаповаленко В. Н., Игнатьев Е. К., Лезин В. И.* и др. Отчет о результатах работ по оценке рудной залежи № 1 месторождения Шануч для промышленного освоения за 1992–1993 гг. 1994.
438. *Шапошников В. И.* Месторождения россыпного золота речки Камешковой. Отчет о результатах геологоразведочных работ Степановской партии за 1966 г. в бассейне речки Камешковой за 1965–1968 гг. с подсчетом запасов на 1.01.1969 г. 1969.
439. *Шварцман А. М.* Отчет о поисково-разведочных работах на россыпное золото, проведенных Степановской ГРП в бассейнах рек Быстрой и Плотниковой в 1968–1970 гг., и разведка месторождения руч. Иудумич за 1968–1972 гг. с подсчетом запасов россыпного золота по состоянию на 1.01.1972 г. 1972.
440. *Шевельков Ф. А.* Отчет о результатах детальной разведки месторождения строительного песка Малая Лагерная, проведенной Елизовским отрядом Камчатской партии стройматериалов в 1972 г. с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1973 г. 1973.
441. *Шеймович В. С., Рундквист И. К., Сидоров М. Д.* Отчет о геологическом доизучении ранее заснятых площадей и подготовке к изданию комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 листов N-57-XXI, XXVII, XXXIII (изд. 2-е), проведенном в 1989–1996 гг. 1996.
442. *Шербатюк С. Ф.* Отчет Камчатской партии о результатах поисковых работ на нефрит, жадеит, ксонотлит, демантоид в пределах Тайгоносско-Ветвейской группы гипербазитовых массивов в 1985–1987 гг. Далькварцсамоцветы, 1987.

443. *Щербатюк С. Ф., Королев А. С.* Кварценоность Срединно-Камчатского района. Отчет Камчатской партии о результатах поисковых работ на кварцевое сырье, проведенных в 1987–1990 гг. на Срединно-Камчатском массиве. 1990.

444. *Шиленко В. Н., Напылова Н. А.* Отчет о результатах поисковых сейсморазведочных работ МОГТ на Таежной площади (СРП-12/1981–1982 гг.). 1983.

445. *Шиленко Р. И., Архипов В. С.* Отчет о результатах детальных сейсморазведочных работ МОВ на Крутогоровской площади Соболевского района Камчатской области, проведенных сейсморазведочной партией № 2 в 1971–1972 гг. 1972.

446. *Шмаков А. Г.* Отчет о результатах детальной разведки участка Леховского месторождения кремнисто-карбонатных пород, расположенного в верховьях руч. Базылева, проведенной Леховской геологоразведочной партией в 1968–1971 гг., с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1972 г. 1972.

447. *Ястремский Ю. М., Сидорчук И. А., Локшин С. С.* и др. Отчет о результатах геолого-поисковых работ масштаба 1 : 50 000, проведенных Филипповской партией в 1964 г. в верховьях р. Облуковины (бассейны рек Евсейчихи, Золотой, Этыканенди, Крутогорова и Филиппа). 1965.

Прогнозируемые объекты полезных ископаемых и их прогнозные

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения
	Западно-Камчатская серебро-золоторудная минерагеническая субпровинция			
1	0.1. Западно-Камчат- ский золотороссыпной район (вне зоны)	14 812	Au, к. Au, р.	Золотоносные россыпи
	Центрально-Камчат- ская серебро-золоторуд- ная и медно-никелево- рудная минерагени- ческая субпровинция			
	3. Центрально-Камчат- ская серебро-золоторуд- ная минерагеническая зона			
	3.1. Центрально-Кам- чатский серебро-золото- рудный район			
2	3.1.1. Димшиканский прогнозируемый сереб- ро-золоторудный узел	135	Au Ag	Выделены две золотосодержащие зоны квар- цевого прожилкования. Одна из них (в иг- нимбритах) имеет площадь 1050 м ² , среднее содержание золота 4,2 г/т, серебра – 1,8 г/т. Вторая – площадь 250 м ² , среднее содер- жание золота 6,2 г/т, серебра – 218,2 г/т. Золото-серебряная формация
3	3.1.2. Агинский серебро- золоторудный узел	378	Au Ag	Средние содержания составляют (г/т): золо- та – 38,4, серебра – 17,3, теллура – 21,6, се- лена – 7,9. Среди золоторудных тел выделя- ются: мощные (5–6 м) протяженные (500 м) жилы, жильные зоны, зоны прожилкования сложной морфологии, прослеживающиеся на глубину до 500 м, вмещающие более 90 % запасов месторождения; жилы и линзы длиной до 40 м, мощностью 0,3–1 м. Золото- серебряная формация

ресурсы к листу Госгеолкарты N-57

Завершающая стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендуемые виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
ГДП-200	P ₃	55	ГС-50 (II очередь)	[309]
	P ₃	42		
ГС-50, ГДП-200	P ₃	80	Поисковые работы (I очередь)	По оперативным данным ГДП-200; Бояринова, 2006
	P ₃	60		
Детальная разведка, поисковые работы		37	Оценочные работы (I очередь)	[199, 420, 433]
	P ₂	40		
	P ₃	53		
	P ₁	24		
	P ₂	22		
	P ₃			

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения
4	3.1.3. Сухариковский прогнозируемый серебро-золоторудный узел	420	Au Ag	13 жильных зон мощностью до 100 м, протяженностью до 200–4700 м (общая 16 170 м). Мощность жил 0,1–8,0, реже 14–16 м. Состав – кварцевый, кварц-карбонатный, адуляр-кварцевый. В пределах жил – 17 рудных тел мощностью 0,4–5,3 м, протяженностью 20–540 м. Среднее содержание золота 7,7 г/т, серебра – 23,1 г/т. Золото-серебряная формация
5	3.1.4. Балхачский серебро-золоторудный узел	517	Au Ag	Средние содержания (г/т): золота – 23,5 ; серебра – 15,1. Золото-серебряная формация
6	3.1.5. Оганчинский прогнозируемый серебро-золоторудный узел	187	Au Ag	Выявлено 14 жильных зон и 12 жил кварцевого, кварц-карбонатного состава. Протяженность жил 35–370 м, мощность 0,2–16 м. Протяженность жильных зон (серии жил) – 300–1500 м. Наиболее изучены на глубину до 100 м жильные зоны Главная, № 2, № 3, Апофиза, Удачная. В пределах зоны Главная установлено два рудных тела протяженностью 220–380 м и мощностью 1,2–1,7 м, с содержанием золота 11–33,6 г/т, серебра 11,3–17,5 г/т. Золото-серебряная формация
	4. Срединная золото-медно-никелеворудная минерагеническая зона			
7	4.1. Крутогоровский серебро-золоторудно-россыпной район	2438	Au, к. Au, р.	Золото-серебряная формация
8	4.0.1. Хим-Кирганикский прогнозируемый золото-меднорудный узел	614	Cu Au	Борнит-халькопирит-халькозиновые руды в биотит-пироксен-ортоклазовых метасоматитах со средним содержанием: меди – 0,76 %; Au – 0,2 г/т; серебра – 2,4 г/т. Меднорудная ортоклазовая золотосодержащая, золото-серебряная, медно-молибден-порфировая формации

Завершающая стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендуемые виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
Предварительная разведка, поисковые работы	P ₁	52	Оценочные работы (I очередь)	[303, 315]
	P ₂	52		
	P ₁	152		
	P ₂	139		
Оценочные работы	P ₁	132	Разведочные работы (I очередь)	Оценка ЗАО «Корякгеолдобыча»
	P ₃	163		
	P ₁	84		
	P ₃	465		
Детальные поисковые работы	P ₂	20	Оценочные работы (I очередь)	[198]
	P ₃	84		
	P ₂	24		
	P ₃	100		
Поисковые работы	P ₃	18	Детальные поисковые работы (II очередь)	[393, 165]
	P ₁	0,6		
	P ₂	0,2		
	P ₃	0,6		
Поисковые, поисково-оценочные работы	P ₁	480	Поисково-оценочные работы (I очередь)	[258, 221]
	P ₂	918		
	P ₃	898		
	P ₁	51		
	P ₂	42		
	P ₃	39		

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения
9	4.0.2. Крутогоровско-Андреановский прогнозируемый молибденово-меднорудный узел	459	Cu	Среднее содержание меди – 0,47%, молибдена – 0,014%, золота – 0,02 г/т, серебра – 1,3 г/т. Медно-молибден-порфировая формация
			Mo	
			Au	
			Ag	
10	4.0.3. Шаромский прогнозируемый молибденово-меднорудный узел	464	Cu	Два типа руд – борнит-халькопиритовый и халькопирит-пиритовый. Наиболее богатый тип руд – борнит-халькопиритовый. Слагает главное рудное тело площадью 7,5 тыс. м ² , глубиной 113,8 м, трубообразной формы. Среднее содержание меди 1,09 %, золота 0,1–3,0 г/т, серебра до 14 г/т. При оценке среднее содержание меди – 0,6 %. Меднорудная ортоклазовая золотосодержащая, медно-молибден-порфировая
			Au	
			Mo	
11	4.0.4. Лунтосский прогнозируемый серебряно-золоторудно-россышной узел	607	Au	Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, золотом, галенитом, канфилдитом, сфалеритом, аргентитом, станином. Текстуры руд прожилково-вкрапленные. Содержания (г/т): золота 0,1–9,9, серебра 51,5–2408,9. Содержание (%): свинца – до 3,6, цинка – до 0,24, мышьяка – до 1,0, олова – до 0,4. Золото-серебряная формация
			Ag	
12	4.0.5. Дукукский прогнозируемый медно-никелеворудный узел	806	Ni	Средние содержания Ni — 1,53%, Cu — 0,40 %, Co — 0,04%, ЭПГ — 0,59 г/т, Au — 0,13 г/т, Ag — 3,04 г/т, сульфидная медно-никелевая формация
			Cu	
			Co	
			PGM	
			Au	
13	4.0.6. Порожисто-Гольцовский серебряно-золоторудно-россышной узел	1228	Au, p.	Формация золтоносных россышей

Завершающая стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендуемые виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
Поисковые работы	P ₁	1022	Оценочные работы (II очередь)	[395, 259]
	P ₂	852		
	P ₃	150		
	P ₂	56		
	P ₃	17		
	P ₂	16		
	P ₃	6		
ГС-50, поисковые работы	P ₂	517	Детальные поисковые работы (II очередь)	[153, 421]
	P ₂	25		
	P ₃	250		
	P ₂	0,5		
	P ₃	6		
ГС-50, поисковые работы	P ₃	6	Детальные поисковые работы (I очередь)	[381]
	P ₃	30		
Поисковые работы	P ₃	50	Оценочные работы (I очередь)	[220]
	P ₂	676		
	P ₃	222		
	P ₂	282		
	P ₃	63		
	P ₂	40		
	P ₃	8		
	P ₂	8		
	P ₃	7		
	P ₂	1		
ГС-50, поисковые работы	P ₃	1	Поисковые работы (I очередь)	[238, 175]
	P ₁	1		
ГС-50, поисковые работы	P ₃	30	Поисковые работы (I очередь)	[238, 175]
	P ₃	30		

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения
14	4.0.7. Кагисинский прогнозируемый редкометалльно-медно-молибдено-вурудный узел	987	Cu	Медно-молибден-порфировая, редкометалльная пегматитовая, формация оловоносных пегматитов
			Mo	
			Ag	
			Au	
			Nb ₂ O ₅	
15	4.0.0.1. Шанучское медно-никелевурудное поле	49	Ni	Промышленное значение имеет рудная залежь № 1 протяженностью на поверхности 80 м. С глубиной параметры ее растут до 20 × 150 м. Среднее содержание (%): никеля — 5,49, меди — 0,84, кобальта — 0,146. Прогнозные ресурсы за счет проявлений Графитовое и Геофизическое, расположенных к востоку и северо-востоку от месторождения. Сульфидная медно-никелевая формация
			Cu	
			Co	
			Au	
			PGM	
16	4.0.0.2. Туманное прогнозируемое серебро-золоторудно-россыпное поле	46	Au	Золотоносных россыпей и золото-кварцевая формация
			Ag	
			Ац, р.	
17	4.0.0.3. Чимстина р., проявление		Ац, р.	Формация золотоносных россыпей
	Восточно-Камчатская медно-золоторудная минерагеническая субпровинция			
	б. Валагинско- Карагинская прогнозируемая хромово-медно-золоторудная минерагеническая зона			
18	б.1. Ветловский прогнозируемый марганцевурудный район	681	Mn (руда)	MnO – 27%. Марганцевая терригенно-карбонатная формация

Завершающая стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендуемые виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
ГС-50, поисковые работы	P ₁	181	Детальные поисковые работы (I очередь)	[151, 393]
	P ₃	260		
	P ₁	49		
	P ₃	4		
	P ₃	13		
	P ₃	310		
	P ₂	1,4		
Поисково-оценочные работы, детальная разведка	P ₂	0,07	Оценочные работы (I очередь)	[435, 436, 302]
	P ₁	120		
	P ₂	160		
	P ₃	100		
	P ₁	20		
	P ₂	58		
	P ₃	30		
	P ₁	1,4		
	P ₂	11		
	P ₃	10		
	P ₁	0,5		
	P ₂	1		
ГС-50, ГДП-200	P ₁	1,6	Поисковые работы (II очередь)	[393, 165]
	P ₂	2		
	P ₃	14		
ГС-50, ГДП-200	P ₃	13	Поисковые работы (II очередь)	[392]
	P ₃	0,2		
ГС-50	P ₁	0,2	Поисковые работы (II очередь)	[392]
ГДП-200	P ₃	25	ГС-50 (II очередь)	[178, 423]

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения
19	6.2. Щапинско-Толбачинский прогнозируемый золоторудно-россыпной район	2939	Au	Золота – до 5,9 г/т, серебра – до 3,6 г/т, меди — до 1 %. Золото-серебряная (золото-сульфидная) и хромитовая с платиноидами формации
			Ag	
20	6.0.1. Кумрочский прогнозируемый серебро-золоторудный узел	281	Au	Жильно-прожилковая зона мощностью 450–1350 м, протяженностью до 4200 м, состоящая из серии (30) крутопадающих золотоносных кварцевых, адуляр-кварцевых и сульфидно-кварцевых жил и зон прожилкования. Мощность рудоносных тел 0,2–120 м, протяженность более 500 м. В зоне выделена 31 жила с содержаниями золота 3,88 – 728,8 г/т, серебра – 9,3–876,8 г/т. Содержания в рудах (%): цинка – до 27,4, меди – до 1,1, свинца – до 2,8. Золото-серебряная формация
			Ag	
	Курило-Южнокамчатская серебро-золоторудная минерагеническая субпровинция			
	8. Южно-Камчатская серебро-золоторудная минерагеническая зона			
21	8.1. Авачинский серебро-золоторудно-россыпной район	2818	Au	Содержания (г/т): золота – до 28,4, серебра – 1,0–396,2; а также (%): свинца – 0,7–3,46; меди – 0,5–2,55; цинка – 0,4–1,52%, молибдена – более 0,03. Золотоносных россыпей и золото-серебряная формация
			Ag	
	8.2. Южно-Камчатский серебро-золоторудный район			
22	8.2.1. Левобыстринский прогнозируемый серебро-золоторудный	766	Au	Золото-серебряная формация

Завершающая стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендуемые виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
ГС-50, ГДП-200	P ₂	30	Поисковые работы (I очередь)	[394]
	P ₃	250		
	P ₃	375		
Поисковые работы	P ₁	34	Оценочные работы (I очередь)	Оценка ЗАО «Корякгеолдобыча»
	P ₂	169		
	P ₃	124		
	P ₁	115		
	P ₂	560		
	P ₃	410		
ГС-50	P ₂	38	Поисковые работы (I очередь)	[126]
	P ₃	10		
	P ₂	530		
	P ₃	125		
ГС-50, ГДП-200	P ₂	7	Поисковые работы (II очередь)	[126]
	P ₃	14		

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения
23	8.2.2. Банно-Карымшинский прогнозируемый серебро-золоторудный узел	1322	Au	Золото-серебряная формация
			Ag	
24	8.2.3. Вилючинский серебро-золоторудный узел	378	Au	Установленные в жилах рудные тела имеют мощности 1,8–25 м, протяженность 65–1350 м по простиранию и 230–280 м по падению. Содержание золота 8,3–244,7 г/т, серебра 108,3–783,5 г/т. Золото-серебряная формация
			Ag	
25	8.2.0.1. Асачинское серебро-золоторудное поле	47	Au	В жилах рудные тела мощностью 1,8–25 м, протяженностью 65–1350 м по простиранию и 230–280 м по падению. Содержание золота 8,3–244,7 г/т, серебра 108,3–783,5 г/т. Золото-серебряная формация
			Ag	
Прюкеанская минерагеническая субпровинция				
26	0.0.2. Шипунский прогнозируемый меднорудный узел	722	Cu	Магнетит-сульфидная в габброидных массивах, медно-молибден-порфировая
			Pd	
27	0.0.1. Кроноцкий прогнозируемый меднорудный узел	535	Cu	Среднее содержание меди 0,16%. Сульфидная медно-никелевая формация
10. Западно-Камчатский угленосный бассейн				
28	10.1. Крутогоровский угленосный район	5328	УК	Уголь каменный марки Д, уголь бурый 1Б и 2Б. Глубина прогноза 300 м
			УБ	
Охотская НГП				
1. Западно-Камчатская НГО				
1.1. Охотско-Западно-Камчатский НГР (прогиб)				
29	1.1.1. Ичинская зона нефтегазоаккумуляции (район)	3,3	Нефть	
			Конденсат	
			Газ	

Завершающая стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендуемые виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
Детальные поисковые работы	P ₁	8	Поисково-оценочные работы (I очередь)	[175]
	P ₂	30		
	P ₃	65		
	P ₁	32		
	P ₂	115		
	P ₃	260		
ГС-50, ГДП-200	P ₁	70	Поисковые работы (II очередь)	[126]
	P ₃	5		
	P ₁	588		
	P ₃	20		
Предварительная разведка	P ₁	15	Детальная разведка (I очередь)	[412, 423]
	P ₁	23		
ГСП-200	P ₂	1,8	ГС-50 (II очередь)	[306]
	P ₃	700		
	P ₂	0,06		
ГДП-200	P ₃	700	ГС-50 (II очередь)	[178]
Предварительная разведка, поисковые работы	P ₁	757	Поисковые работы (II очередь)	[404, 309, 19]
	P ₂	370		
	P ₃	10022		
ГС-50, ГДП-200, Геолого-геофизические работы	D ₂	19,0	Геолого-геофизические работы (I очередь)	[281]
	D ₁	0,5		
	D ₂	1,8		
	D ₁	9,4		
	D ₂	38,1		

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения
30	1.1.2. Колпаковская зона нефтегазонакопления (район)	3,4	Нефть	
			Конденсат	
			Газ	
	2. Центрально-Охотская ПНГО			
31	2.1. Кольский ПНГР (прогиб)	3,7	Нефть	
			Конденсат	
			Газ	
			Растворенный газ	
	9. Южно-Охотская ПНГО			
32	9.1. Гольгинский ПНГР (прогиб)	2,9	Нефть	
			Конденсат	
			Газ	
			Растворенный газ	
	Притихоокеанская ПНГП			
	7. Восточно-Камчатская ПНГО			
33	7.1. Восточно-Камчатский ПНГР (прогиб)	22,3	Нефть	
			Газ	
			Растворенный газ	
34	7.2. Налычевский ПНГР (впадина)	4,1	Нефть	
			Газ	
			Растворенный газ	
35	7.3. Начикинский ПНГР (впадина)	2,8	Нефть	
			Газ	
			Растворенный газ	

Завершающая стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендуемые виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
ГС-50, ГДП-200, геолого-геофизические работы, буровые работы	D ₂	18,6	Геолого-геофизические работы (I очередь)	[281]
	C ₃	1,4		
	D ₁	0,9		
	D ₂	1,2		
	C ₃	28,0		
	D ₁	17,1		
	D ₂	22,8		
ГС-50, ГДП-200	D ₂	12,1	Геолого-геофизические работы (II очередь)	[281]
	D ₂	1,7		
	D ₂	55,6		
	D ₂	2,3		
ГС-50, ГДП-200	D ₂	10,2	Геолого-геофизические работы (II очередь)	[281]
	D ₂	1,0		
	D ₂	18,1		
	D ₂	1,8		
ГС-50, ГДП-200	D ₂	119,0	Геолого-геофизические работы (I очередь)	[281]
	D ₂	93,4		
	D ₂	21,0		
ГС-50, ГДП-200	D ₂	1,2		[281]
	D ₂	1,5		
	D ₂	0,3		
ГС-50, ГДП-200	D ₂	0,8		[281]
	D ₂	1,0		
	D ₂	0,2		

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения
	ПНГО вне провинций			
	5. Центрально-Камчатская ПНГО			
36	5.1. Центрально-Камчатский ПНГР (прогиб)	17.6	Нефть	
			Газ	
			Растворенный газ	
	Неметаллические ископаемые Оптические материалы			
37	Проявления руч. Именинный (П-2-46) и р. Золотая (П-2-50)		Кварц оптический, тыс. т	Три жилы кварца мощностью 1–1,5 м, протяженностью 10–50 м в кристаллосланцах камчатской и плаггиогнейсах колпаковской серий. Кварц белый, светло-серый до полупрозрачного. Соответствует высшему сорту ОСТ 41-01-159- 80 (кварц жильный в виде «крупки» для варки оптических стекол)
	Химическое сырье			
38	Проявление кальдеры вулкана Узон (Ш-4-3)		Сера самородная, тыс. т	Площадь более 160 000 м ³ . Мощность залежей фумарольной серы 0,2–1,0 м, кратерно-озерной – 0,5–4,0 м
39	Проявление р. Гейзерная (Ш-5-8)		Сера самородная, тыс. т	В полях сольфатарно измененных пород – три серных купола размерами от 200 × 10 × 10 м до 20 × 5 × 10 м с зонами сероносных пепловых туфов 200 × 50 м при мощности 10 м. Содержание серы до 20 %
40	Проявление в истоках р. Падь Ближняя (П-5-2)		Алунит, млн т	Зона алунитовых кварцитов в брекчированных и сильно трещиноватых плиоценовых вулканитах тумрокского комплекса площадью 375 тыс. м ² . По вертикали кварциты прослежены на 300 м. Содержание алунита 7,34%
41	Проявление в верхнем течении р. Мал. Иульта (П-5-10)		Алунит, млн т	Зона брекчированных и трещиноватых пород, измененных до алунитовых кварцитов по эоплейстоцен-раннеэоплейстоценовым породам иультского комплекса. Содержание алунита в среднем 18,3 %

Завершающая стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендуемые виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
ГС-50, ГДП-200	D ₂	38,1	Геолого-геофизические работы (II очередь)	[281]
	D ₂	45,7		
	D ₂	6,7		
ГС-50, поисковые работы	P ₂	31		[442]
ГС-50, поисковые работы	P ₂	3		[124]
ГС-50, поисковые работы	P ₂	15		[428]
ГС-50, поисковые работы	P ₂	10		[427]
ГС-50, поисковые работы	P ₃	12		[427]

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения
	Керамическое и огнеупорное сырье			
42	Проявление междуречья Пымта и Чимстина (IV-1-5)		Кварц стекольный, тыс. т	<p>Четыре кварцевые жилы, связанные с телами гранитов и гранодиоритов. Мощность жил 15–20 м, протяженность 15–120 м. Прогнозные ресурсы полупрозрачного и прозрачного кварца при выходе его в среднем 60 %</p> <p>Прогнозные ресурсы сортового кварца при 100 %-ном его выходе</p>
43	Проявление р. Прав. Озерная (II-2-16)		Кварц стекольный, тыс. т	<p>Две кварцевые жилы протяженностью 35 и 100 м, мощностью до 15 м среди гнейсогранитов кругогоровского комплекса. Светопропускание кварца 70 %, примесей 30 %. Кварц соответствует требованиям ТУ 41-07-008-82 к первому сорту кварца жирного прозрачного для производства кварцевого стекла</p>
	Горнотехническое сырье			
44	Проявление Уксичанское (I-3-4)		Цеолиты, млн т	<p>По насыпной плотности щебень относится к марке «700», песок – «800». Породы на 80 % состоят из обломков тонковолокнистой пемзы, содержание цеолитов от 5 до 95 %. Площадь выхода – 148 тыс. м². Запасы по С₂ на глубину 10 м составляют 1480 тыс. м³.</p>

Завершающая стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендуемые виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
ГС-50, поисковые работы	P ₂	3		[442]
	P ₂	475		
ГС-50, поисковые работы	P ₂	47		[442]
ГС-50, поисковые работы	P ₂	4		[348]

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения
	Драгоценные и поделочные камни Поделочные камни			
45	Проявление Носичан (I-2-4)		Обсидиан, кг	Линзы обсидианов мощностью 1,5–2 м, протяженность 10–15 м в экструзивных дацитах крерукского комплекса плиоцена. Наиболее эффектны обсидианы черные с полосчатой текстурой. Размер отдельных блоков с полным отсутствием трещиноватости 20 × 20 см. В пределах экструзии выявлено восемь делювиальных россыпей площадью 300–3900 м ² . Общая площадь их 54 300 м ² , в том числе иризирующего – 1300 м ² . Продуктивный слой мощностью 0,7 м. Содержание бездефектного обсидиана размером 5 × 10 см составляет 50 кг/м ³
	Прочие ископаемые			
46	Проявление в истоках р. Падь Ближняя (II-5-3)		Гипс, тыс. т	В субвулканических андезитах тумрокского комплекса – зоны алунитовых кварцитов площадью 375 тыс. м ² с размахом 300 м по вертикали. Около 30 % кварцитов огипсовано. Содержание гипса от 5,77 до 33,8 %
47	Проявление мыса Глинки в бухте Асача (VI-3-12)		Гипс, тыс. т	Зона каолинит-кварцевых вторичных кварцитов и пропилитов в андезитах и туфах прибрежного комплекса олигоцен-миоцена. В кварцитах многочисленны прожилки из гипса, кальцита, цеолита. Мощность прожилков 2–8 см. Содержание СаО по химанализу 8–11 %, в пересчете на гипс – 22–31 %. Площадь огипсованных пород 8 тыс. м ²

Завершающая стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендуемые виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
ГС-50, поисковые работы	P ₂	7280		[349, 284]
ГС-50, поисковые работы	P ₂	8000		[427]
ГС-50, поисковые работы	P ₂	500		[422]

Впервые выявленные или переоцененные в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемые объекты полезных ископаемых и их прогнозные ресурсы

№ п/п	Наименование объекта	Вид минерального сырья	Категория ресурсов	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (±)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
				на начало работ	по результатам работ		
Центрально-Камчатская серебро-золоторудная и медно-никелеворудная минерагеническая субпровинция							
3. Центрально-Камчатская серебро-золоторудная минерагеническая зона							
3.1. Центрально-Камчатский серебро-золоторудный район							
1	3.1.5. Оганчинский прогнозируемый серебро-золоторудный узел	Au, т	P ₂	20	20	0	Оценочные работы (I очередь)
			P ₃	–	84	84	
		Ag, т	P ₂	24	24	0	
			P ₃	–	100	100	
4. Срединная золото-медно-никелеворудная минерагеническая зона							
2	4.0.1. Хим-Кирганикский прогнозируемый золото-медно-рудный узел	Cu, тыс. т	P ₁	480	480	0	Поисково-оценочные работы (I очередь)
			P ₂	425	918	493	
			P ₃	–	898	898	
		Au, т	P ₁	–	51	51	
			P ₂	–	42	42	
			P ₃	–	39	39	
		Ag, т	P ₁	–	473	473	
			P ₂	–	507	507	
			P ₃	–	523	523	
3	4.0.4. Лунтосский прогнозируемый серебро-золоторудно-россыпной узел	Au, т	P ₃	–	30	30	Детальные поисковые работы (I очередь)
		Ag, т	P ₃	–	50	50	

№ п/п	Наименование объекта	Вид минерального сырья	Категория ресурсов	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (±)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
				на начало работ	по результатам работ		
4	4.0.5. Дукукский прогнозируемый медно-никелеворудный узел	Ni, тыс. т	P ₂	645	676	31	Оценочные работы (I очередь)
			P ₃	–	222	222	
		Cu, тыс. т	P ₂	282	282	0	
			P ₃	–	63	63	
		Co, тыс. т	P ₂	40	40	0	
			P ₃	–	8	8	
		PGM, т	P ₂	–	8	8	
			P ₃	–	7	7	
Au, т	P ₂	–	1	1			
	P ₃	–	1	1			
5	4.0.7. Кагнисинский прогнозируемый редкометалльно-медно-молибденоворудный узел	Cu, тыс. т	P ₁	–	181	181	Детальные поисковые работы (I очередь)
			P ₃	–	260	260	
		Mo, тыс. т	P ₁	–	49	49	
			P ₃	–	4	4	
		Ag, т	P ₃	–	13	13	
		Au, т	P ₃	–	310	310	
		Nb ₂ O ₅ , тыс. т	P ₂	–	1,4	1,4	
Ta ₂ O ₅ , тыс. т	P ₂	–	0,07	0,07			
Восточно-Камчатская медно-золоторудная минерагеническая субпровинция							
6. Валагинско-Карагинская прогнозируемая хромово-медно-золоторудная минерагеническая зона							
6	6.2. Щапинско-Толбачинский прогнозируемый золоторудно-россыпной район	Au, т	P ₂	30	30	0	Поисковые работы (I очередь)
			P ₃	–	250	250	
		Ag, т	P ₃	–	375	375	

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к листу Госгеолкарты N-57

Подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Горючие ископаемые				
Нефть и газ	Нефть	НГО – 5, НГР – 7, зоны нефтегазонакопления – 2	D ₂	219,0
	Конденсат	НГО – 3, НГР – 3, зоны нефтегазонакопления – 2	C ₃	1,4
			D ₁	1,4
			D ₂	5,7
	Газ горючий	НГО – 5, НГР – 7, зоны нефтегазонакопления – 2	C ₃	28
			D ₁	26,5
D ₂			308,5	
Твердые горючие ископаемые	Уголь каменный	Угленосный район – 1	P ₁	757
			P ₂	370
	Уголь бурый		P ₃	10 022
Металлические ископаемые				
Черные металлы	Марганец	РР-1	P ₃	25
Цветные металлы	Медь	РУ-7	P ₁	1683
			P ₂	2079
			P ₃	3021
		РП-1	P ₁	20
			P ₂	58
			P ₃	30
	Никель	РУ-1	P ₂	676
			P ₃	222
		РП-1	P ₁	120
			P ₂	160
			P ₃	100
		Кобальт	РУ-1	P ₂
	P ₃			8
	РП-1		P ₁	1,4
			P ₂	11
P ₃			10	
Молибден	РУ-3	P ₁	49	
		P ₂	56	
		P ₃	27	
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы	Тантал	РУ-1	P ₂	0,07
	Ниобий		P ₂	1,4

Подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Благородные металлы	Золото	РР-4, РУ-14, РП-3	P ₁	400
			P ₂	447
			P ₃	1327
			P _{1, p}	2
			P _{2, p}	0,2
			P _{3, p}	72,8
	Серебро	РР- 3, РУ, РП-3	P ₁	1491
			P ₂	2448
			P ₃	2543
	Платина и платиноиды	РУ-2, РП-1	P ₁	1,6
			P ₂	2,06
			P ₃	7

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>Б. И. Сляднев, Н. Ф. Крикун</i>	3
Стратиграфия. <i>Б. И. Сляднев, Ш. Г. Хасанов, Н. Ф. Крикун</i>	10
Магматизм. <i>М. И. Сидоренко, Н. Ф. Крикун, Е. Г. Сидоров, Ш. Г. Хасанов, Б. И. Сляднев</i> .	109
Метаморфические образования. <i>В. И. Сидоренко</i>	134
Тектоника. <i>Б. И. Сляднев</i>	151
Геоморфология. <i>Н. Ф. Крикун</i>	184
История геологического развития. <i>Б. И. Сляднев</i>	193
Полезные ископаемые. <i>В. И. Сидоренко</i>	199
Закономерности размещения полезных ископаемых. <i>В. Н. Шаповаленко, В. К. Ротман</i> . .	255
Гидрогеология. <i>С. Н. Суриков</i>	296
Эколого-геологическая обстановка. <i>А. А. Полетаева</i>	309
Заключение. <i>Б. И. Сляднев, В. Н. Шаповаленко</i>	325
Список литературы	329
<i>Приложение 1. Прогнозируемые объекты полезных ископаемых и их прогнозные ресурсы</i>	352
<i>Приложение 2. Впервые выявленные или переоцененные в ходе составления листа Геолкарты прогнозируемые объекты полезных ископаемых и их прогнозные ресурсы</i>	372
<i>Приложение 3. Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых</i>	374

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)
Серия Корякско-Курильская
Лист N-57 – Петропавловск-Камчатский
Объяснительная записка**

Редактор *Е. А. Зотова*

Подписано в печать 10.12.2006. Формат 70 × 100/16. Гарнитура NewtonС
Печать офсетная. Печ. л. 23,5. Уч.-изд. л. 32.
Тираж 150 экз. Заказ 10209

Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-9190, факс 321-8153