

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Q-2 — Уэлен. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 139 с. (МПР России, ФГУНПП «Аэрогеология»).

Отражены современные представления об основных особенностях геологического строения области, охватывающей территорию полуострова Дауркина и примыкающего к нему Чукотского нагорья. Предлагается характеристика Чукотской и Берингоморской акваторий. Приводится описание стратиграфии, магматизма, тектоники, гидрогеологии, истории геологического развития и полезных ископаемых территории, а также краткая геолого-экологическая оценка региона. Имеющийся геологический материал рассматривается с позиции тектоники литосферных плит.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, интересующихся геологией этого региона.

Табл. 13, ил. 15, список лит. 97 назв.

Авторы:

*Ю. А. Владимирцева, Е. А. Дыканюк, А. М. Манукян,
Т. С. Степина, Е. П. Сурмилова*

Материалы по листу Q-2 — Уэлен рассмотрены и рекомендованы к печати секцией Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 Главной редколлегии по геологическому картографированию МПР России.

Редакционная группа Главной редколлегии:

Г. Н. Шапошников (председатель), *А. И. Бурдэ, С. В. Егоров,
К. Б. Ильин, В. В. Старченко, С. И. Стрельников,
С. Н. Суриков, Н. С. Торшин*

Редакторы:

А. А. Розенкранц, Е. П. Сурмилова, В. В. Колпаков

- © Министерство природных ресурсов Российской Федерации, 2001
- © Федеральное государственное унитарное научно-производственное предприятие «Аэрогеология» («Аэрогеология»), 2001
- © Коллектив авторов, 2001
- © Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2001

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Q-2 — Уэлен входит в Чукотский автономный округ и занимает восточную оконечность Российской Федерации от 174° до 169° з. д. (ограничивается государственной границей) и 68° с. ш. на севере до 64° с. ш. на юге.

Вся площадь Чукотского полуострова является частью обширного Аноийско-Чукотского горно-тундрового нагорья, разделяющего бассейны Чукотского и Берингова морей. Рассматриваемая территория делится на две горные части: горные кряжи и хребты п-ова Дауркина и горные кряжи Чукотского нагорья, разделенные северо-западной системой впадин (Колочинская, Мечигменская).

Горная система п-ова Дауркина распадается на серию хребтов и гряд, наиболее значителен среди них водораздельный хр. Гэнканый. Он имеет дугообразную форму, обращенную выпуклостью на запад (рис. 1). На севере хребет глубоко расчленен с относительными превышениями до 300—600 м. Отдельные его вершины в осевой части достигают 967 м (гора Б. Кымыней). На южном окончании относительные превышения водораздельной части достигают 500—600 м, а отдельные вершины — 715 м (гора Пава). Высоты наиболее выпуклой части хребта — 600—700 м с отдельными вершинами до 923 м (гора Иленей).

Юго-западные отроги хр. Гэнканый распадаются на ряд небольших горных массивов с преобладающими высотами 300—400 м и единичными вершинами до 586 м (гора Коле). На восточных его отрогах выделяются целые гряды (Айнан, Эттельхвылеут, Ветляквин), расположенные по отношению к дуге хр. Гэнканый радиально. В грядах средние высоты достигают 300—500 м с отдельными вершинами до 949 м (гряда Эттельхвылеут), до 749 м (гряда Айнан), до 367 м (гряда Ветляквин). Вся эта горная часть характеризуется расчлененным рельефом, часто альпийского типа.

Северное побережье п-ова Дауркина низменное. Вдоль изрезанного северного побережья с многочисленными лагунами, соединяющимися с Чукотским морем узкими, но глубокими протоками, над всхолмленной поверхностью возвышаются отдельные куполовидные горы с пологими (до 15°) склонами. Южнее, ближе к отрогам хр. Гэнканый, имеются низкогорные гряды (хр. Кэнэклон), расчлененные слабее, чем северные отроги хр. Гэнканый и гряда Ветляквин, выходящая к Чукотскому морю.

Чукотское нагорье представляет собой систему отдельных, различно ориентированных среднегорных массивов и мелких хребтов, расчлененных множеством горных рек и ручьев. Преобладающие высоты — 600—800 м на севере и 500—600 м на юге. Только отдельные вершины достигают 900—1000 м (гора Исходная — 1158 м). Южная прибрежная часть нагорья изрезана глубокими заливами и бухтами. Восточная часть Чукотского нагорья представлена расчлененными не-

94. *Тыманкергаев Г. А., Казинский В. А.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в бассейне верхнего течения рек Курупка и Ионивеем. Листы Q-1-108-Б, Г; -1-119-Б; -1-120-А, Б; Q-2-85-В, Г; -2-97-А, Б, В, Г; -2-109-А, Б (Верхне-Курупкинский отряд, 1978, 1980—1983 гг.). Эгвекинот, 1983.

95. *Федюкович О. А.* Отчет о результатах геологической съемки шельфа масштаба 1 : 200 000 северо-западной части Берингова моря (район косы Чаплина) за 1983—1985 гг. ПГО «Севморгеология». Л., 1986.

96. *Цуканов Ю. В., Величко С. В.* Поиски россыпных месторождений золота в юго-восточной части Ванкаремской низменности. Металлогеническая и прогнозная карты золота, олова и вольфрама северной части Чукотского полуострова масштаба 1 : 200 000. Эгвекинот, 1988.

97. *Шадрин В. Е.* Отчет о работе Утавеевской поисково-геоморфологической партии масштаба 1 : 50 000 за 1971 г. Лаврентия, 1972.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>Е. П. Сурмилова</i>	3
Стратиграфия	9
Протерозой—нижний палеозой. <i>Е. П. Сурмилова</i>	10
Ордовикская система. <i>Е. П. Сурмилова</i>	12
Силурийская система. <i>Е. П. Сурмилова</i>	13
Девонская система. <i>Е. П. Сурмилова</i>	13
Каменноугольная система. <i>Е. П. Сурмилова</i>	15
Триасовая система. <i>Е. П. Сурмилова</i>	17
Меловая система. <i>Е. П. Сурмилова</i>	19
Палеогеновая система. <i>Е. П. Сурмилова</i>	22
Неогеновая система. <i>Е. П. Сурмилова</i>	22
Четвертичная система. <i>Е. А. Дыканюк</i>	24
Интрузивные образования. <i>А. М. Манукян</i>	29
Тектоника. <i>Е. П. Сурмилова</i>	52
Геоморфология. <i>Е. А. Дыканюк</i>	68
Гидрогеология. <i>Т. С. Степина</i>	74
История геологического развития. <i>Е. П. Сурмилова</i>	83
Геолого-экологическая характеристика. <i>Е. П. Сурмилова</i>	85
Полезные ископаемые. <i>Ю. А. Владимирцева</i>	87
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка общих перспектив территории. <i>Ю. А. Владимирцева</i>	122
Заключение. <i>Е. П. Сурмилова, Ю. А. Владимирцева</i>	127
Указатель месторождений и проявлений к карте полезных ископаемых. <i>Ю. А. Владимирцева</i>	129
Список литературы	134



Рис. 1. Орографическая схема восточной части Чукотского полуострова. Составила Е. П. Сурмилова.

I — границы орографических структур: I — горный массив п-ова Дауркина, II — Чукотское нагорье; 2 — хребты и гряды: 1 — Гэнканый, 2 — Айнан, 3 — Эттельхвелеут, 4 — Вэтяквин, 5 — Кэнэтлион; 3 — впадины: 1 — Колючинская, 2 — Нешканская, 3 — Мечигменская.

ского моря принадлежат реки Ионивеем, Аанраваам, Чегитун, Утаваам, Кооленьвеем. Река Ионивеем пересекает Чукотское нагорье и Колючинскую низменность с юга на север. Ширина долины от 4—5 км на юге до 10—12 км на севере. Ширина русла 100—200 м, глубина на плесах 1,5—3,0 м, а на редких перекатах 0,4—0,7 м. После дождей уровень воды поднимается на 1 м. В долине реки многочисленные озера, среди которых наиболее крупным является оз. Иони. Длина его около 10 км, ширина 3 км при глубине 10—15 м. Река Чегитун имеет узкую (1—2 км) долину в верховьях, постепенно расширяющуюся в средней части (до 10 км в устье р. Хэсмымкэн) и затем снова сужающуюся до 3—5 км в низовьях. Дно реки — на отметках 180—200 м. Притоки часто врезаны в коренное ложе, образуя каньоны глубиной до 40 м. Река Утаваам субпараллельна р. Чегитун, но имеет более спокойный профиль. Ширина ее долины до 5 км в верхнем и среднем течении, расширяется в низовьях, где

высокими горами, сменяющимися у моря обширной низменностью. Для них характерны многочисленные кары, троговые долины, острые пикообразные вершины, узкие водораздельные гребни, придающие рельефу альпийский облик. Примыкающая к ним с востока приморская низменность — Мечигменская впадина представляет собой озерно-холмистую равнину, слабо наклоненную к морю (абсолютные высоты 40—70 м). Иногда на равнине встречаются останцовые горы, вершины которых достигают 200—300 м. Береговая линия расчленена узкими (2—3 км) и глубокими (до 80—100 м) бухтами протяженностью до 25 км.

Север Чукотского нагорья в среднем течении р. Ионивеем занят низкогорьем, переходящим в холмистую равнину у Чукотского моря. Здесь развиты обособленные горные массивы и отдельные куполообразные и плоские вершины (300—500 м, изредка 750 м), разделенные широкими речными долинами. Относительные превышения 100—370 м, реже 550—650 м. Южнее, в верховьях р. Ионивеем, преобладает низкогорный сильно расчлененный рельеф с узкими гребневидными водоразделами и крутыми склонами. Самые высокие вершины в этой части — гора Иони (752 м) и гора Меныней (676 м).

Разветвленная речная сеть принадлежит к бассейнам Чукотского и Берингова морей. К бассейну Чукотского моря принадлежат реки Ионивеем, Аанраваам, Чегитун, Утаваам, Кооленьвеем.

изобилует старичными и термокарстовыми озерами, достигающими 100—150 м, реже 600—800 м в поперечнике. Долина реки Кооленьвеем имеет сходную характеристику с долиной р. Утаваам. Начало она берет из оз. Коолень, протяженность которого достигает 16,5 км при глубине до 80 м.

Наиболее крупные реки Берингоморского бассейна — Игельвеем и Иенивеем. Длина их 20—50 км, ширина русла до 100 м, глубина 1,5—2,0 м, средняя скорость течения 1—1,5 м/с. Они впадают в Мечигменский залив Берингова моря. Все реки района, за исключением р. Иенивеем, в межень проходимы вброд. Замерзают они в начале октября, вскрываются в начале июня.

Береговая линия Чукотского нагорья значительно более изрезана, чем п-ова Дауркина, что свидетельствует о значительной современной притопленности Чукотского нагорья по отношению к п-ову Дауркина. На побережье п-ова Дауркина наиболее глубоко врезан зал. Лаврентия, площадью около 120 км² при глубине 40—50 м. Вытянутая форма и большая глубина позволяют предположить его тектоническое происхождение. Лагуна Нэскэнпильгын вытянута вдоль берега на 50 км при ширине 10—12 км. Граница лагуны изрезанная, глубина 3—5 м. Она соединяется с Чукотским морем узкой глубокой протокой.

Вокруг Чукотского нагорья наиболее крупными являются заливы Ионивеемкуйым на севере и Мечигменский на юге. Граница залива Ионивеемкуйым ровная, он слегка вытянут в субмеридиональном направлении на 30 км при ширине 10—12 км. По заливу с середины июля до ноября возможно движение небольших судов: глубина его от 7 до 19 м, с морем он соединяется глубоким (до 27 м) проливом шириной 2,2 км. При продолжительных северных ветрах залив даже летом полностью забит льдами. В Чукотском море на протяжении всего лета мигрируют ледяные поля.

Мечигменская губа площадью около 300 км² отчленяется от Мечигменского залива двумя кулисообразно расположенными косами, разделенными проливом шириной до 1 км. Глубина Мечигменской губы не более 10 м. Вдоль ее побережья находится много пресных и горько-соленых озер площадью 1—1,5 км².

Климат региона суровый. Среднегодовая температура колеблется от минус 4 °С (метеостанция Провидения) до минус 6 °С (метеостанция Лаврентия). Температурный минимум в феврале (—38,9 °С), температурный максимум в июле (+23 °С). Среднегодовое количество осадков колеблется от 290 до 400 мм, из них 50 % выпадает летом в виде затяжных морозящих дождей, иногда со снегом. Первый снег выпадает в октябре. Продолжительность светового дня в июне 24 ч и уменьшается до 12 ч в октябре. Растительный покров представлен мхами, лишайниками, разнотравьем и мелким кустарником. Поймы и первые надпойменные террасы покрыты сухой травянистой тундровой растительностью, иногда с кустарником. Делювиальные шлейфы и низменные участки склонов — кочкарниковая сильно заболоченная тундра, а на более высоких склонах и вершинах гор — каменистая тундра с мохово-лишайниковой растительностью. Северная часть п-ова Дауркина расположена в субарктической тундре.

Население, состоящее преимущественно из чукчей и русских, сосредоточено в районном центре Провиденского района — крупном порту Провидения (5 тыс. человек), в прилегающих поселках Урелики, Сиреники, Чаплино, а также в районном центре Чукотского района пос. Лаврентия (1,7 тыс. человек). Остальные населенные пункты, расположенные по побережью, представляют собой небольшие, часто заброшенные села со смешанным чукотско-эскимосским населением. В районе среднего течения р. Ионивеем имеются круглогодичные пастбища колхоза им. Ленина в пос. Лорино. На южном берегу оз. Иони есть рыболовная база

этого колхоза. От нее до пос. Лорино существует дорога для гусеничного транспорта; по р. Ионивеем возможен сплав на резиновых лодках. Основное занятие населения приморских поселков — промысел морского и пушного зверя и оленеводство.

Кроме гусеничного транспорта, используется малая авиация и морской транспорт. В настоящее время в связи с экономическими неурядицами все приходит в запустение. Многие поселки пустуют или доживают последние дни. Сохраняются погранзаставы.

Геологическое изучение этого района продолжалось длительное время. Первые сведения о его геологическом строении и полезных ископаемых были получены при маршрутных исследованиях К. И. Богдановича (1900—1902), И. А. Корзухина (1907), М. А. Павлова, И. А. Исакова и Н. С. Донского (1930—1931). В 1934—1935 гг. партиями Всесоюзного Арктического института (ВАИ) вся территория была покрыта геологической съемкой м-ба 1 : 500 000. В настоящее время эти работы представляют лишь исторический интерес. В 70—80-е годы при составлении ГТК-1000 и ГТК-200 первого поколения были проведены геологические и аэрогеофизические съемки, поисковые работы на россыпное и коренное золото, олово, радиоактивное сырье и алмазы на всей территории, включая шельф в узкой прибрежной зоне. В конце 60-х — начале 80-х годов вся территория была покрыта среднemasштабной геологической съемкой, а на отдельных участках и крупномасштабной. Все материалы были опубликованы либо в монографиях [9, 10], либо в объяснительных записках к ГТК-200 первого поколения [4, 5, 6, 23, 25—28, 33, 34, 42—46].

В конце 70-х и в 80-е годы в прибрежной зоне Чукотского и Берингова морей ВИНПО «Союзморинжгеология» и ПГО «Севморгеология» проводили опытно-методические и поисковые работы м-ба 1 : 200 000 в прибрежной зоне шельфа на россыпи золота, олова, алмазов. Для изучения состава и соотношений осадков, их металлоносности, наряду с бурением использовался пробоотбор донных осадков с углублением до 2 м, эхолотирование, сейсмоакустическое профилирование, сейсмондирование, электропрофилирование, гидромагнитная съемка. В результате этих работ на отдельные участки шельфа составлена литологическая карта донных осадков, захватывающая полосу шириной 2—30 км [61, 64, 65, 66, 81, 88, 93]. Установлено, что фундамент под донными осадками идентичен примыкающим континентальным структурам.

Проводились специализированные и обобщающие работы по стратиграфии докембрия [12, 17, 22—24, 33, 34, 55], ордовика, силура [84], карбона и девона [63, 84], неогеновых, палеогеновых [26, 27, 42, 43, 45] и четвертичных [3, 16, 38] отложений, по угленосности меловых толщ [9, 32], нефтегазоносности Мечигменского прогиба и побережья Чукотского моря [72], по петрологии крупных меловых гранитоидных массивов в окрестностях поселков Провидения и Лаврентия [13, 14, 51, 67, 68], по петрологии и возможной алмазносности ультрабазитов [1, 2, 83], по систематизации магматических комплексов [70], по металлогеническому районированию территории на формационной основе м-ба 1 : 200 000 [94]. В 1998 г. была утверждена легенда для Госгеолкарт РФ-200 нового поколения Пыкарваамской серии, в 1999 г. — Чукотской серии (авторы В. А. Казинский, Г. И. Казинская).

Эти работы охватывают «домобилистский» период изучения этого региона. Все исследователи разделяли концепцию «Эскимосского срединного массива», где разновозрастные метаморфиты включались в его кристаллическое основание, а палеозойские и мезозойские доальбские образования — в чехол.

Структурно-формационное районирование в утвержденных легендах неубедительно. Границы проведены без достаточного анализа сложной современной разрывной тектоники. Все вулканиты Восточно-Чукотского пояса [9] отнесены к Охотско-Чукотскому поясу, хотя проявления вулканизма в них сильно отличаются. Не учитывалась и относительно молодая сдвиговая тектоника, которая и определяет положение современных структур.

В тектоническом отношении, по мнению авторов, вся наземная часть территории является составной частью мезозойского Корякско-Чукотского аккреционного пояса, где ведущую роль играют покровно-чешуйчатые и взбросо-надвиговые структуры, возникшие в процессе разновозрастных сдвиговых перемещений (рис. 2). На участках локальных присдвиговых растяжений возникли турон-миоценовые вулканоструктуры (Провиденская, Ионивеемская, Игельвеемская, Чаплинская), в совокупности образующие позднемеловой—миоценовый Берингоморский вулcano-плутонический пояс, заложившийся на аккреционных структурах Корякско-Чукотской области. Элементом Корякско-Чукотской области является Чукотско-Сьюардский микроконтинент, западная часть которого занимает практически весь п-ов Дауркина. Он разбит на серию блоков (Гэнканый, Кооленский, Нешканский, Уэленский, Чегитунский), сложенных либо метаморфитами основания микроконтинента (Нешканский, Кооленский блоки), либо глинисто-карбонатным комплексом палеозоя, представляющими собой сорванные структуры чехла микроконтинента (Чегитунский, Уэленский блоки), либо меловыми гранитоидными куполовидными интрузиями (блок Гэнканый), в провесах кровли которых присутствуют сильно переработанные фрагменты кристаллического основания микроконтинента. Деструкция происходила, видимо, в миоцене—голоцене, так как верхнемеловые и неогеновые эффузивы присутствуют в тектонических чешуях. Наложенные эоплейстоцен-голоценовые структуры представлены внутриконтинентальными впадинами (Колочинская, Мечигменская, Инчоунская, Гэтлиангенская, Нешканская) и современными акваториями Чукотского и Берингова морей. В Чукотской акватории выделяется Южно-Чукотский мезозойско-кайнозойский прогиб, распадающийся на четыре впадины: Колочинскую, Хоуп, Селавик и Дежневскую.



Рис. 2. Схема структурно-формационного районирования. Составила Е. П. Сурмилова.

1—2 — Корякско-Чукотская область: 1 — Чукотско-Сьюардская зона, 2 — Провиденско-Игельвеемская зона; 3 — Берингоморский вулcano-плутонический пояс (вулканические поля: 1 — Провиденское, 2 — Ионивеемское, 3 — Игельвеемское, 4 — Чаплинское); 4 — границы структур; 5 — разрывные нарушения; 6 — Государственная граница.

Обращает на себя внимание отсутствие мощной континентальной коры под Эскимосским срединным массивом, где по геофизическим данным фиксируется кора промежуточного типа (27—33 км), находящаяся в состоянии неустойчивого равновесия с движениями разноплотностных блоков на уровне астеносферы—мантии. Мантийные купола в зонах повышенной плотности уравниваются структурами разуплотнения в смежных спиралевидных зонах, что типично для всего Корякско-Чукотского аккреционного пояса. С этим связаны и проявления молодого миоценового магматизма, антидромный характер вулканизма в Беринговоморском поясе, заложившемся на гетерогенном фундаменте, и рост мощных гранитоидных позднемиоценовых куполов в зонах присдвигового растяжения. К сожалению, в этом районе не проводилось специализированных работ с серьезным геодинамическим анализом.

При составлении листа Q-2 использованы изданные в разные годы среднемасштабные геологические карты, составленные сотрудниками Северо-Восточного производственного геологического объединения (г. Магадан) и Второго гидрогеологического управления (г. Ленинград). Кроме того, использована серия опубликованных мелкомасштабных геологических карт разного содержания: Геологическая карта Северо-Востока СССР м-бов 1 : 5 000 000 (под редакцией Г. М. Сосунова, 1980) и 1 : 500 000 (под редакцией М. Е. Городинского, 1980), Геологическая карта СССР м-ба 1 : 2 500 000 (1980), Геологическая карта Магаданской области и сопредельных территорий м-ба 1 : 2 500 000 (1987), Металлогеническая карта Магаданской области и сопредельных территорий м-ба 1 : 1 500 000 (ред. О. Х. Цопанов), Геологическая карта Беринговоморского региона (со снятым покровом рыхлых отложений) м-ба 1 : 2 500 000 (под редакцией О. П. Дундо и Б. Х. Егiazарова). В 1988 г. коллективом геологов ГНПП «Аэрогеология» под руководством Л. М. Натапова и Л. П. Зоненшайна издана Геодинамическая карта СССР и прилегающих территорий м-ба 1 : 2 500 000. В 1992 г. издана Тектоническая карта Северо-Востока Азии под редакцией Ю. М. Пушаровского (авторы С. М. Тильман, Н. А. Богданов).

Кроме того, использовались результаты крупномасштабных съемок, геофизические карты разного масштаба, результаты тематических исследований по стратиграфии, магматизму, металлогении и тектонике. Дополнительно дешифрировались разномасштабные космические, радиолокационные и аэрофотоснимки. В комплексе с геологическими и геофизическими материалами они применялись при прослеживании макроструктур, при увязке геологических границ. Материалы по акватории получены в результате преимущественно геофизических работ с небольшим объемом бурения. Геологические границы увязаны с листом Q-60, 1 — Анадырь.

СТРАТИГРАФИЯ

В строении рассматриваемой территории принимают участие стратиграфические подразделения широкого диапазона — от протерозоя до голоцена включительно. Западная часть района в пределах Чукотского нагорья сложена палеозойскими шельфовыми карбонатными и терригенно-карбонатными, часто сильно метаморфизованными образованиями, триасовыми вулканогенно-терригенными формациями, которые несогласно перекрыты меловыми вулканогенными, вулканогенно-терригенными и терригенными неогеновыми комплексами Тихоокеанского пояса.

Полуостров Дауркина слагают протерозойские—нижнепалеозойские метаморфические образования, разделенные по вещественному составу на серии, а также шельфовые карбонатно-глинистые и терригенно-карбонатные отложения ордовика, силура, девона и карбона, разделенные на свиты.

Все метаморфические образования в районе относились к архею [72], несмотря на то, что среди них пока нет описания достоверных гранулитов, а метаморфические минеральные комплексы от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций неравномерно накладываются друг на друга и не являются однозначно парагенетическими по индекс-минералам. Радиологический возраст не достигает даже рубежа архея—протерозоя (табл. 1), а в мраморах пенкигнейской серии имеются первые находки палеозойских конодонтов (М. Х. Гагиев, 1995).

Таблица 1

Геохронологический (радиоизотопный) возраст протерозойских—нижнепалеозойских метаморфических образований

Серия	Место отбора пробы, порода	Метод анализа	Возраст, млн лет	Источник информации
Эттельхвелеутская	Река Пуотен, гранито-гнейс	K-Ar (вал)	1583	Коллекция И. А. Загзузиной
»	Река Пуотен, кристаллический сланец	K-Ar (вал)	1570	»
»	Река Пуотен, слюдяной сланец	K-Ar (вал)	1569	»
Пенкигнейская	Правобережье р. Каатапваам, гранатовый амфиболит	K-Ar (вал)	1630	В. Ф. Недомолкин, 1965
Эттельхвелеутская	Река Аанраваам, биотит-гранатовый сланец	Rb-Sr (вал)	1246	Ю. В. Крюков, 1970

Серия	Место отбора пробы, порода	Метод анализа	Возраст, млн лет	Источник информации
Этельхвылеутская (монофракция циркона из протолита в ортогнейсе)	Кооленский район	Pb^{206}/U^{238} Pb^{207}/U^{235} Pb^{207}/Pb^{206} Rb-Sr	262—355 274,6—358 368,5—376 375—380	[59a]
Пенкигнейская	Левобережье р. Кынытлювеем, гнейсо-гранит	K-Ar (вал)	700	В. Ф. Недомолкин, Ю. В. Крюков, 1964
Этельхвылеутская	Река Б. Пуотен, гранито-гнейс	K-Ar (вал)	836	Коллекция АВГИ
»	Река Пуотен, гранито-гнейс	K-Ar (вал)	782	Коллекция И. А. Загрузиной
»	Река Пуотен, гранито-гнейс	K-Ar (вал)	780	»
»	Река Пуотен, гранито-гнейс	K-Ar (вал)	502	»
»	Река Пуотен, гранито-гнейс	K-Ar (вал)	432	»
»	Уэленское поднятие, мигматиты	Rb-Sr	395,5	И. Л. Жуланова, 1990
Пенкигнейская	Река Пуотен, кристаллический сланец	K-Ar (вал)	430	И. А. Загрузина
»	Река Аанраваам, гнейс	Sr-Rb	602	Ю. В. Крюков, 1970
»	Река Аанраваам, биотит-гранатовый сланец	Sr-Rb	964	»

ПРОТЕРОЗОЙ—НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Метаморфические образования п-ова Дауркина делятся на две части — серии: эттельхвылеутскую (нижнюю) и пенкигнейскую вышележащую.

Этельхвылеутская серия (PR—PZ_{1et}) слагает нижние части Кооленского аллохтона в бассейне рек Кооленвеем и Утаваам, а также два тектонических блока, взброшенных друг на друга на севере п-ова Дауркина, вблизи от лагуны Нэскэнпильгын. Представлена парагнейсами, мигматитами, пироксен-роговообманковыми, биотитовыми и биотит-роговообманковыми кристаллическими сланцами, параамфиболитами, силлиманитсодержащими кварцитами. Все эти образования испытали однородный ареальный метаморфизм в P-T условиях высокотемпературной амфиболитовой фации, претерпели интенсивную мигматизацию и гранитизацию, насыщены телами биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов, большим количеством пегматитовых и кварцевых жил [77, 78].

Пенкигнейская серия (PR—PZ_{1pn}) распространена вдоль восточного побережья зал. Лаврентия, оз. Коолень, в бассейне р. Утаваам, в районе мыса Сешан. Представлена биотитовыми, роговообманково-биотитовыми, пироксен-биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-пироксен-биотитовыми парагнейсами, биотитовыми, биотит-роговообманковыми, пироксен-роговообманковыми, гранат-силлиманит-биотитовыми, актинолит-биотитовыми кристаллическими

сланцами, мраморами, мраморизованными известняками, параамфиболитами, иногда гранатсодержащими. Критические минеральные парагенезисы, химический состав роговых обманок, биотитов и гранатов соответствуют амфиболитовой фации регионального метаморфизма. В мраморах присутствуют остатки конодонтов палеозойского облика, претерпевшие нагревание до 300 °С.

По мнению некоторых исследователей, различия в количественных соотношениях главных метаморфических пород [12, 22, 23, 34] позволяют пенкигнейскую серию разделить на ряд свит. В характерном чередовании гнейсов, кристаллосланцев и мраморов некоторые предполагают ритмичность крупного масштаба (тысячи метров), выражающуюся в трехкратной смене глиноземистых пород известковистыми. Однако попытки провести корреляцию выделенных свит или ритмов нельзя признать надежными. Вопрос о присутствии в метаморфической ассоциации обеих серий пород гранулитовой фации пока остается открытым.

Метаморфические породы подошвы Кооленского аллохтона, контактирующего со среднепалеозойскими породами, представлены микрогнейсами — бластомилонитами с характерными линзовидно-полосчатыми структурами. Это результат регрессивных преобразований (тектонические причины) протерозойских—нижнепалеозойских пород в условиях низкотемпературной амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. В верхнем и среднем течении р. Утаваам зона бластомилонитов прослеживается на 70 км при мощности 250—400 м. Верхняя терригенная, возможно, рифейско-палеозойская часть разреза, в Кооленском аллохтоне не отделенная какими-либо несогласиями, характеризуется высокоградиентным зональным метаморфизмом эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, что приводит к формированию регрессивных новых усложняющих ассоциаций на разрезах мощностью в 2—3 км. Среди метаморфизованных пород дополнительно появляются биотитовые, двуслюдяные, хлорит-амфиболовые сланцы с эпидотом, гранатом, филлиты, мраморизованные известняки, кварциты, встречаются метагравелиты и мета-конгломераты [77]. Сходство минеральных ассоциаций этих метаморфитов с пенкигнейскими и эттельхвылеутскими не позволяет на данном этапе изученности расчленять их по возрастному признаку, и пока лучше их рассматривать как результат метаморфизма в полихронной структуре сложного геологического строения в обстановке роста гнейсо-гранитных куполов протерозойского—раннепалеозойского этапа, но претерпевших ремобилизацию и деструкцию в меловое и кайнозойское время.

Палеонтологические сборы известны в среднем течении р. Чегитун в карбонатных метаморфизованных породах в зоне Чегитунского надвига. Это комплекс средне-верхнерифейских микрофоссилий (акритарх), определенных Л. Н. Ильченко, С. И. Наумовой [72]. Поскольку эти комплексы отображены в зоне надвига, то естественно, что их стратиграфическая привязка весьма условна, так как соотношения могут быть тектоническими. Но породы метаморфизованы в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях и, вероятно, являются частью пенкигнейской серии. Возможно, что традиционно выделенные как верхняя — пенкигнейская, так и нижняя — эттельхвылеутская серии [72] являются не разными частями разреза, а фаціальными аналогами, имеющими различный первичный состав и такое структурное положение вследствие сложной разрывной тектоники в Корьякско-Чукотской аккреционной структуре.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовик распространен только в северо-восточной части п-ова Дауркина, где представлен в полном объеме (200—2100 м) и расчленен на ряд свит и толщ [84].

Нижний отдел, тремадокский ярус. Сешанская свита (O_1ss) слагает моноклиналь на п-ове Сешан. Свита получила название по мысу Сешан на берегу Чукотского моря. Представлена хлоритовыми, хлорит-биотитовыми, биотит-хлорит-альбитовыми, кальцит-мусковит-эпидот-альбитовыми сланцами, реже кварцитами с линзами внутриформационных конгломератов. Первично-глинисто-терригенная толща подверглась метаморфизму зеленосланцевой фации, что сближает ее по метаморфизованности с метаморфитами пенкигнейской и этельхвылеутской серий в подошвах Чегитунского и Утаваамского надвигов, поэтому некоторые исследователи включали сешанскую свиту в состав верхов пенкигнейской серии [22].

Стратотипический разрез ее описан в береговых обрывах мыса Сешан (Инкигур) М. М. Орадовской, которая дополнительно включила в свиту пачку хлоритовых сланцев, переслаивающихся с риолитами мощностью до 100 м, что требует, согласно заключению В. А. Казинского [72], дополнительного подтверждения. Свита с условным несогласием и с маломощными линзами базальных конгломератов залегает на метаморфитах пенкигнейской серии и перекрывается иколуврунской толщей. Вопрос о несогласии в основании сешанской свиты признается не всеми исследователями, поэтому требуется дополнительное изучение этого стратотипического разреза. Мощность свиты в разрезе 1145 м. Палеонтологической характеристики она не имеет. Возраст установлен по стратиграфическому положению в разрезе [86].

Нижний отдел, аренигский ярус—средний отдел, лланвирнский ярус. Иколуврунская толща (O_{1-2ik}) выделена на обрывистом берегу Чукотского моря юго-западнее мыса Инкигур, где она надстраивает сешанскую свиту тремадокского яруса [86]. Толща имеет трехчленное строение. Нижняя часть (80—145 м) сложена преимущественно серыми, темно-серыми, черными, иногда с фиолетовым, розовым или пепельным оттенком тонкослоистыми филлитами, кварц-серицит-хлоритовыми и карбонат-хлорит-серицитовыми сланцами (10—15 м) с прослоями известняков (2—5 м). Средняя часть (25—70 м) преимущественно карбонатная с прослоями филлитов (1—20 м). Среди известняков имеются горизонты углисто-глинистых разновидностей (8—10 м). Верхняя часть (50—80 м) — известняково-филлитовая. Филлиты и разноцветные филлитовидные сланцы (10—20 м) переслаиваются с известняками (5—7 м). Общая мощность свиты 155—295 м. По химическому составу филлитовидные кристаллические сланцы идентичны полимиктовым песчаникам. Возраст иколуврунской толщи принимается по положению в разрезе. Палеонтологическая характеристика отсутствует. Некоторые исследователи включают ее вместе с сешанской свитой в верхи пенкигнейской серии [22].

Средний отдел, лландейловский ярус. Исэтэнская свита (O_2is) широко распространена в бассейне р. Чегитун, где представлена известняками, доломитистыми известняками, мергелями, редко известковистыми филлитовидными сланцами [86]. Известняки желтовато-серые, пепельно-серые, темно-серые и черные массивные, иногда волнистослоистые, изредка комковатые. Черные известняки глинистые, часто плитчатые. Доломитовая примесь при выветривании придает известнякам желто-бурый оттенок. Мощность свиты в разрезе 430 м. Полного разреза свиты не наблюдалось, так как на участке ее распространения

отмечается тектоническая расчлененность вблизи Чегитунских взбросо-надвигов. В свите собран многочисленный комплекс брахиопод, трилобитов, остракод и гастропод среднего (докарадокского) ордовика (определения М. М. Орадовской — брахиоподы, криноидеи; М. Н. Чугаевой — трилобиты).

Верхний отдел. Чегитунская свита (O_3cg) надстраивает разрез исэтэнской свиты среднего ордовика. Разрез описан М. М. Орадовской (1969 г.) в бассейне р. Чегитун, откуда она и получила свое название [86]. Свита сложена органогенными и доломитистыми известняками серой, черной, темно-серой окраски. Известняки массивные, иногда с волнистой слоистостью, подчеркнутой глинистой примесью. Доломитистые известняки имеют пятнистую текстуру. Среди органогенных известняков имеются рифогенные разности. Мощность свиты в разрезе 240 м. Границей с исэтэнской свитой является подошва горизонта (30 м) черных органогенных известняков с остатками кораллов и наutilus-лоидей. Возраст ее определен как позднеордовикский по положению в разрезе и смене комплекса органических остатков.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения, согласно перекрывающие верхнеордовикские, разделены на две свиты: путукунэйскую и орланскую.

Нижний отдел—верхний отдел, лудловский ярус. Путукунэйская свита (S_{1-2pt}) выделена в бассейне р. Чегитун на водоразделе с р. Путукунэйею, давшей название свите. Свита сложена известняками, глинистыми известняками, глинистыми и известково-глинистыми сланцами, часто граптолитовыми. В основании ее залегает пачка глинистых сланцев с лландоверийским граптолитовым комплексом, без видимого несогласия перекрывающая конхидиевые слои чегитунской свиты. Глинистые сланцы черные тонколистоватые, известняки темно-серые и черные, иногда глинистые тонко- и среднеплитчатые. По комплексу органических остатков свита охватывает весь нижний силур и ранний лудлов. Видимая мощность 65—70 м [86].

Верхний отдел. Орланская свита (S_2op) в единой моноклинали согласно перекрывает путукунэйскую и изучена М. М. Орадовской в верховьях р. Путукунэйею. Сложена доломитами, доломитистыми известняками, известняками светло-серой и кремовой, редко темно-серой окраски. Видимая мощность свиты 310 м. Возраст ее определяется стратиграфическим положением между раннелудловскими граптолитовыми сланцами внизу и массивными коралловыми известняками нижнего девона сверху [86].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения делятся на нижнедевонскую строматопоровую толщу и живет-франскую, известную как икычуренская свита. Выделяемая ранее танапская свита среднего девона согласно схеме, предложенной М. Х. Гагиевым, отнесена к нижнему отделу [8]. Поскольку многие авторы использовали и другие названия свит, а детального современного стратиграфического изучения девона до настоящего времени не проводилось, то в данной работе авторы ограничились описанием девона на уровне отделов.

Нижний отдел (D_1) выделен в бассейне р. Чегитун, где в междуречье Чегитун—Путукунэйею были обнаружены слоистые и массивные темноокра-

шенные известняки часто битуминозные и глинистые, доломитовые известняки и доломиты видимой мощностью 200 м, содержащие раннедевонский комплекс фавозитов и сквамеофавозитов (определения Б. В. Преображенского, 1969). Они слагают небольшой тектонический блок, зажатый в покровно-чешуйчатой структуре среди ордовикских и силурийских образований. Аналогичные образования вскрыты в днище долины р. Чегитун в полосе шириной 2 км, где получили название танатапской свиты и вначале рассматривались как эйфельские. Контакты с подстилающими образованиями в этой части только тектонические.

В отложениях, кроме коралловых известняков, присутствуют и известково-глинистые сланцы. Видимая мощность этой части нижнего девона (танатапская свита) составляет 360—400 м. Корреляция конодонтового комплекса из разрезов танатапской свиты с конодонтовой шкалой, принятой Международным стратиграфическим комитетом для девона, позволяет ее отнести только к нижнему девону [8].

Средний отдел, живетский ярус—верхний отдел, франский ярус (D₂₋₃). Отложения залегают на нижнем девоне в береговых обрывах р. Чегитун со стратиграфическим перерывом. Вблизи устья р. Ветхуваам темные стрингоцефаловые известняки верхнего живета залегают без видимого несогласия непосредственно на буровато-серых известняках нижнего девона [34], но, как показывают комплексы органических остатков, со стратиграфическим перерывом.

Наиболее полный разрез в береговых обрывах Чукотского моря описан М. М. Орадовской [86] в 3 км к юго-востоку от устья р. Чегитун (икычуренская свита, 420 м)*. Нижняя его часть (120—130 м) сложена темно-серыми массивными органогенными известняками, часто битуминозными с отдельными горизонтами глинистых, углисто-глинистых и углисто-кремнистых известково-глинистых сланцев (3—5 м). В известняках имеются линзовидные скопления брахиопод зоны *Stringocephalus burtini* живетского яруса. Выше залегает пачка (50 м) буроватых, зеленоватых известково-глинистых плитчатых сланцев. Их сменяют серые коралловые известняки (20 м), содержащие комплекс тамнопорид позднеживетского—раннефранского возраста. В них имеются остатки конодонтов раннего франа [8]. Завершают фрагментарный разрез черные и буровато-серые известняки, часто переслаивающиеся со сланцами (220 м), которые согласно собранным позднее конодонтовым комплексам должны быть на уровне верхнего франа и фамена [8].

Позднеживетские—франские образования широко распространены и вдоль Берингова моря в районе прол. Сенявина. В районе бух. Пенкигней и в бассейне рек Каатап и Усхэтвеем это мраморизованные известняки, слюдистые и известковистые сланцы (икычуренская свита, 1120—1650 м). Наиболее полный разрез живет-франской толщи описан на левобережье р. Усхэтвеем в его верхнем течении, где в тектоническом блоке вскрыты серые и светло-серые мраморизованные известняки (70—760 м), чередующиеся с пачками светло-серых и серых известковистых и слюдистых сланцев (75—325 м). Общая мощность по разрезу 1650 м.

Интенсивно мраморизованные известняки (1120 м), в которых имеются остатки тамнопорид живетского комплекса, прослеживаются вдоль северного побережья бух. Пенкигней. Для разрезов, где отложения подверглись интенсивному метаморфизму, следует в дальнейшем использовать конодонтовый анализ. Конодонты сохраняются в мраморах, перекристаллизованных при температурах

даже амфиболитовой фации метаморфизма. В 1996 г. М. Х. Гагиев из проб коллекции М. Л. Гельмана и Х. Торо, собранной в районе бух. Провидения и зал. Лаврентия, извлек остатки конодонтов девонского облика, претерпевших метаморфизм амфиболитовой фации.

На островах Ыттыгран и Аракамчечен живетские—франские отложения представлены преимущественно известняками, часто битуминозными при резко подчиненной роли глинистых, углисто-глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, сосредоточенных преимущественно в верхней части. Окраска пород темно-серая, реже зеленовато-серая. В известняках нижней части (400 м) имеются остатки живетских тамнопорид (определения И. И. Чудиновой), а в известняках верхней известково-глинистой части (150 м)—остатки франских брахиопод (определения К. А. Ермаковой). Общая мощность по фрагментарным разрезам около 700 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные шельфовые отложения нижнего—среднего отделов сосредоточены на Чукотском побережье п-ова Дауркина, где расчленены по вещественному составу на две свиты: утэнскую и утаваамскую. Последние их выходы фиксируются у мыса Дежнева. Небольшие выходы нижнекаменноугольных отложений имеются на островах Ыттыгран и Аракамчечен в Беринговом море. Крупный, хотя литологически и не отчетливый перерыв с выпадением отложений от верхнего франа до нижнего визе включительно находится в основании верхневизейских—серпуховских карбонатных и терригенно-карбонатных толщ. Палеонтологическое обоснование возраста этой части разреза базируется на комплексах кораллов, мшанок и фораминифер.

Нижний отдел, визейский ярус. Утавеемская свита (C_{1ut}) прослеживается на значительной площади на восточном окончании п-ова Дауркина. Свита представлена известняками, сильно битуминозными, часто переслаивающимися с углисто-серицитовыми сланцами, известковистыми, углисто-глинистыми сланцами. Серые известняки повсеместно содержат микрофауну, а также кораллы визейского комплекса. Роль известняков в частных разрезах непостоянна. В бассейне р. Инчоунвеем свита (400 м) представлена преимущественно различными сланцами с прослоями известняков, достигающих в нижней ее части 100 м. При сопоставлении частных разрезов представляется, что в тектонических блоках вскрыты разные части утавеемской свиты. Нижняя часть (250—300 м) преимущественно известняковая с единичными прослоями сланцев, а верхняя (до 400 м) преимущественно сланцевая с отдельными прослоями известняков. Границы с подстилающими образованиями везде тектонические.

Нижний отдел, серпуховской ярус—средний отдел, башкирский ярус. Утэнская свита (C_{1-2ut}) слагает значительные по площади участки в Прибрежной гряде и в междуречье Утаваам—Инчоунвеем. Сложена углистыми, углисто-глинистыми, углисто-серицитовыми, серицит-хлоритовыми, тальк-хлоритовыми сланцами с редкими прослоями известняков. В основании залегает горизонт аркозовых и кварц-слюдистых песчаников, алевролитов. Окраска пород зеленовато-серая, реже серая. На утавеемской свите она залегает без видимого несогласия, но по появлению горизонта песчаников в основании можно предположить возможную трансгрессию на этом уровне. В районе Прибрежной гряды утэнская свита претерпела интенсивный метаморфизм

* Свиты и толщи, а также магматические комплексы, не отраженные самостоятельно на геологической карте, показаны в тексте в скобках.

и сильно деформирована, что затрудняет ее изучение. В целом нижняя часть разреза (до 100 м) сложена преимущественно песчаниками с редкими прослоями сланцев. Выше по разрезу (400—450 м) преобладают перечисленные выше сланцы с подчиненными прослоями алевролитов, песчаников и известняков. Общая мощность свиты 500—550 м.

Палеонтологическая характеристика свиты весьма условная. Редкие остатки микрофауны и плохой сохранности брахиопод свидетельствуют о том, что она включает серпуховской ярус, поскольку лежит на утавеевской свите, и скорее всего башкирские слои, так как верхняя граница ее нигде не наблюдалась.

Нерасчлененные палеозойские образования (PZ) выделены на участках, где вследствие разновозрастных тектонических перестроек палеозойские породы претерпели значительный метаморфизм зеленосланцевой и даже амфиболитовой фаций, и о первичном составе этих образований можно судить только по реликтовым участкам, где метаморфизм проявился недостаточно интенсивно. Эти метаморфические образования невозможно привязать к конкретным, выделенным на карте палеозойским подразделениям. Поэтому многие исследователи, исповедуя аксиому, что все метаморфизованные породы только архейские, соответственно картировали их как архей, либо протерозой, либо докембрий—палеозой [72, 55].

В районе бухт Пенкигнейская и Провидения в тектоническом блоке таких палеозойских пород, относимых ранее к пенкигнейской серии, преобладают мраморизованные, иногда скарнированные известняки и различные парагнейсы, реже пара- и ортоамфиболиты, метапесчаники и зеленосланцевые кристаллические породы, которые в среднем течении р. Синевеем замещаются толщей исключительно мраморизованных известняков.

Наиболее полный разрез нижней части (1500 м) палеозойской толщи изучен по восточному борту руч. Порожистый, где в основании разреза залегают биотит-роговообманковые плагиогнейсы с прослоями амфиболитов, сменяющиеся выше мраморизованными тонкослоистыми известняками (150 м). По западному борту долины руч. Порожистый разрез надстраивается [6] светло-серыми мраморизованными известняками с горизонтами амфиболитов и кристаллических сланцев в самых верхних частях разреза (1670—1770 м). Обе части — нижняя и верхняя отличаются преобладанием плагиогнейсов в нижней части и карбонатных пород в верхней.

Сходный разрез изучен в бассейне р. Синевеем. Он отличается отсутствием среди карбонатных пород амфиболитов и кристаллических сланцев. Суммарная мощность при такой интерпретации получается свыше 3000 м, и она безусловно завышена из-за надстраивания разреза разносоставными фаціальными частями. Скорее всего, и это четко дешифрируется на аэрофотоснимках, здесь имеется серия чешуйчатых блоков карбонатных, предположительно живет-франских пород, которые в процессе роста меловых гранитоидных куполов подвергались метаморфизму; при этом первичные глинистые и кремнисто-глинистые сланцы превращались в плагиогнейсы и кристаллические сланцы, доломиты и доломитистые известняки — в параамфиболиты, а известняки — в мраморы. Интенсивность метаморфизма здесь определяется не столько первичным составом пород, сколько пространственной близостью к гранитоидным куполам. В данном случае карбонатно-глинистые и доломитистые породы слагают кровлю Провиденского гранитоидного купола.

Северо-восточнее Провиденского блока нерасчлененные палеозойские образования выделены на побережье зал. Лаврентия с выходом на северное побережье

Мечигменского залива, где представлены серыми и темно-серыми филлитами, углисто-сланцевыми, известково-сланцевыми и кремнистыми сланцами с редкими прослоями черных известняков, фаціальными замещающимися плагиогнейсами, кристаллическими сланцами и мраморами в кровле меловых интрузий. На средне-масштабной карте [42] была сделана попытка выделить среди метаморфитов девонские образования, но только на небольших участках, где имеются редкие органические остатки. Видимо, латеральная изменчивость пород, связанная с наложенным меловым метаморфизмом, четко фиксируется на местности.

Аналогичные палеозойские породы, тектонически зажатые среди каменноугольных и средне-верхнедевонских пород, выделены в районе лагуны Уэлен и зал. Св. Лаврентия. Они характеризуются большей метаморфизованностью пород, чем отложения ордовика и силура. Не исключено, что существенно карбонатные метаморфические толщи, отнесенные к протерозою, на самом деле окажутся палеозойскими. Требуется тщательное изучение этих образований для установления их первичного возраста и возраста наложенного метаморфизма [34].

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые образования сосредоточены в восточной части Чукотского нагорья и на западных отрогах хр. Гэнканый. Они резко отличаются от флишеидных образований Чаун-Чукотской структурно-фаціальной зоны. Нижняя часть разреза представлена терригенной лоренской толщей, которая ранее из-за отсутствия палеонтологической характеристики относилась к поздней юре—раннему мелу. Верхняя часть разреза, охватывающая, по-видимому, весь верхний отдел, представлена вулканогенно-терригенной кымынейвеевской толщей. Соотношения между отдельными частями триаса повсеместно тектонические.

НИЖНИЙ—СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Лоренская свита (T_{1-2lr}) слагает участки значительной площади по побережью Мечигменской губы с выходом на береговые обрывы одноименного залива. Сложена она аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, ритмично переслаиваемыми с глинистыми и углисто-глинистыми сланцами. Общая окраска пород серая и светло-серая.

Наиболее полные разрезы описаны в нижнем и среднем течении р. Люгрэн. Здесь вскрыта песчано-глинистая толща мощностью 900—1000 м. В нижней части (600 м) монотонно переслаиваются пачки серых и темно-серых песчаников (1—2 м) с прослоями серых, темно-серых глинистых сланцев (0,2—0,3 м) с пачками глинистых сланцев (2—3 м) и песчаников (0,5—1 м). Верхняя часть (300—400 м) сложена углисто-глинистыми и глинистыми сланцами (0,5—3 м), песчаниками (0,5—2 м) с редкими горизонтами внутриформационных конгломератов (0,6—0,8 м). Песчаники тонко- и мелкозернистые со значительной примесью (10—20 %) слюды. Цементом служит глинисто-серицитовый, реже карбонатный материал. Конгломераты мелко- и среднегалечные и содержат хорошоокатанные гальки песчаников и глинистых сланцев. В верхних частях разреза в песчаниках отмечаются шаровидные песчано-глинистые стяжения (0,8—1,2 м), а также многочисленные пиритовые конкреции до 2—3 мм в диаметре.

Химический состав эффузивов кымынейвеемской толщи

Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	Сумма
Натровые базальты с подушечной отдельностью, мелилититы	47,93	1,58	15,10	2,94	9,3	0,20	7,20	10,02	2,26	1,02	2,45	100,00
	48,27	2,11	14,16	2,94	10,82	0,2	5,92	9,54	2,17	0,81	3,06	100,00
	47,61	3,73	12,25	3,59	10,72	0,22	5,75	10,26	1,95	0,93	2,99	100,00

Соотношения с палеозойскими образованиями тектонические. По материалам Т. Н. Копыловой, А. В. Дитмара (1971), отложения в нижнем течении р. Люгрэн в нижней части разреза содержат триасовый спорово-пыльцевой комплекс, который, по заключению В. Д. Короткевич и А. С. Вакуленко, может быть и нижнетриасовым. Полного разреза лоренской толщи нигде не наблюдалось, однако его монотонность свидетельствует скорее всего о значительной мощности палеонтологически не охарактеризованных отложений. Поэтому возраст лоренской толщи принимается в объеме нижнего и среднего отделов.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Кымынейвеемская толща (T_3km) слагает полосу северо-западного простираения, продолжающуюся на северо-запад за пределы территории, где и описаны ее опорные разрезы. Толща сложена подушечными базальтами, долеритами, туфопесчаниками, туфобрекчиями, песчаниками, алевролитами, кремнистыми и глинисто-кремнистыми породами с радиоляриями, редко глинистыми и кремнистыми известняками. Соотношения с лоренской толщей тектонические.

На восточном побережье зал. Ионивеемкуйым распространена глинисто-песчаная толща с покровами долеритов. В истоках р. Инпындувеем описан разрез (310 м) монотонного переслаивания песчаников фиолетово-серых, синевато-серых, темно-серых с черными и темно-серыми глинистыми сланцами, содержащими на многих уровнях триасовый спорово-пыльцевой комплекс [26]. В нижней части пластовые миндалекаменные долериты мощностью до 200 м. При этом в верхних частях пластового тела миндалины крупные, образуют часто трубки неправильной формы. Разрез заканчивают кремнистые и углисто-кремнистые сланцы с остатками триасовых радиолярий.

Сходный разрез кымынейвеемской толщи описан на смежной с запада территории — в долине р. Выткытяем [73], где преобладают массивные и подушечные долериты, натровые базальты; на водоразделе р. Кальхеурервеем и руч. Перевальный (вулканогенно-осадочный разрез) и в верховьях руч. Полевой (преимущественно осадочный разрез). Для эффузивов характерны флюидальные текстуры, часто подушечная отдельность, а также присутствие в разрезе туфогенных пород.

Южнее оз. Иони фиксируется сланцево-песчаный разрез с горизонтами туфопесчаников, а на побережье Мечигменской губы и одноименного залива преимущественно вулканогенный разрез, представленный базальтами (30,5 м) темно-серыми с порфировой структурой и шаровой отдельностью, которые содержат линзы туфобрекчий туфов (0,2—0,3 м). Соотношения их с лоренской толщей тектонические. Раньше эти эффузивы были отнесены к неогену, что весьма проблематично, так как палеонтологической характеристики в вулканогенном разрезе нет, а по составу они сходны с кымынейвеемскими (табл. 2).

Возраст толщи принят поздне триасовым по находкам норийских органических остатков, собранных и описанных Г. А. Тынанкергавом и Ю. М. Бычковым [50] в бассейне р. Кымынейвеем. Ими была палеонтологически охарактеризована только верхняя, норийская часть, а подошва ее нигде не вскрыта. Имеющийся в вулканогенно-осадочных образованиях спорово-пыльцевой спектр не определяется точнее, чем просто триасовый.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые вулканогенные и вулканогенно-терригенные образования представлены нижним и верхним отделами, залегающими несогласно на гетерогенном основании и между собой.

Нижний отдел (K_1) залегает с резким угловым несогласием с туфоконгломератами в основании на нерасчлененных палеозойских метаморфизованных и живет-франских карбонатных образованиях на побережье бух. Пенкигнейская и зал. Сенявина. Отложения представлены андезитами, трахиандезитами, дацитами, андезидацитами (табл. 3), их туфами, туфолавами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, кремнистыми, углисто-кремнистыми туффитами, аргиллитами, туфоконгломератами. Породы зеленовато-серой и бурозеленой окраски. Вся эта толща, относимая ранее к этелькуюмской свите [6], характеризуется невыдержанностью частных разрезов. По берегам бух. Провидения среди андезитов многочисленны прослои и линзы туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов, кремнистых, углисто-кремнистых туффитов, в то время как на восточном берегу бух. Ткачен преобладают в разрезе андезиты, их лавобрекчии, дациты, их туфолавы (мощность фрагментарного разреза 720 м).

Севернее, где поля раннемеловых эффузивов шире, намечается двучленное строение разреза. Нижняя часть (около 500 м) сложена андезитами, трахиандезитами при подчиненном значении лавобрекчий андезитов, туфопесчаников, туфов андезитов, туффитов, которые сосредоточены преимущественно в верхах разрезов. Верхняя часть (около 850 м) распространена только в истоках р. Ионивеем, где представлена андезидацитами, дацитами, их туфами. В районе оз. Иони в разрезе нижнего мела преобладают андезиты, дациты, их туфы. В основании залегает горизонт (50—70 м) туфоконгломератов, туфопесчаников и туфоалевролитов с тонкими прослоями углей. В разрезе найдены растительные остатки альбского комплекса. В среднем течении р. Ионивеем в разрезе нижнего мела имеются отдельные потоки (до 100 м) риолитов. Возраст толщи определяется по стратиграфическому положению и вещественному составу как альбский, аналогичный возрасту нырвакинской свиты на смежной с запада территории.

Верхнемеловые вулканогенные и вулканогенно-терригенные образования широко распространены на западе района в Чукотском нагорье, где со структурным несогласием перекрывают вулканогенный нижний мел (леурваамская свита). На ограниченных участках они встречаются и на п-ове Дауркина в районе горы Б. Кымыней, где несогласно перекрывают живет-франскую карбонатную толщу.

Наименование породы	Химический состав					меловых эффузивов						
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	Сумма
	Раннемеловые					эффузивы						
Андезит	61,91	0,65	15,06	3,41	2,02	0,08	1,55	3,91	3,45	3,96	4,0	100,0
Андезидацит	62,76	0,49	17,09	2,53	2,53	0,08	0,59	2,88	3,83	3,71	3,51	100,0
Дацит	66,29	0,81	16,41	0,99	1,86	0,04	1,59	2,99	3,41	2,29	3,32	100,0
	Позднемеловые					эффузивы						
Дацит	67,68	0,51	14,87	1,09	2,95	0,07	0,84	2,02	3,78	4,37	1,82	100,0
Риодацит	68,92	0,30	15,68	0,55	2,01	0,05	0,48	1,72	2,39	4,26	3,64	100,0
Риолит	74,7	0,16	11,83	0,55	1,34	0,02	0,42	1,34	2,13	5,21	2,3	100,0
Риолит	73,99	0,32	13,13	1,22	0,9	0,04	0,12	1,34	2,88	5,35	0,71	100,0

Вулканоогенно-терригенная толща (K₂) п-ова Дауркина распространена в верхнем течении р. Хэсмымкэн и в истоках р. Правый Аанраваам, где она перекрывает живет-франские отложения и раннемеловые гранитоиды. Нижние части этой толщи прослеживаются на левобережье среднего течения р. Кэнунэвеем и в истоках р. Правый Аанраваам, где темно-зеленые и лилово-серые андезиты нижней части (170 м) сменяются серыми, лилово-серыми туфами дацитов, замещающихся к центру вулканического поля маломощными потоками дацитов (35 м). На правобережье среднего течения р. Пучевеем вскрыты более высокие горизонты разреза, представленные преимущественно риолитами с прослоями туффитов, содержащих дресву гранитоидов и риолитов. Разрез начинается с серых туфоконгломератов с оплавленными остроугольными обломками дацитов (20 м). Далее следует частое чередование гравийных туфопесчаников с многочисленными остатками обуглившейся древесины с туфами риолитов, дацитов (500 м). Общая мощность рассматриваемых образований около 645 м. Позднемеловой возраст толщи подтверждается богатым флористическим комплексом [75].

Туронский—коньякский ярусы. Леурваамская свита (K₂lr) в Чукотском нагорье залегает на гетерогенном основании, в том числе и на раннемеловых андезитах. Представлена преимущественно риолитами, трахириолитами, дацитами, их туфами, игнимбритами, туфолавами, лавобрекчиями с горизонтами туфоконгломератов, туфопесчаников. Наибольшей мощности свита достигает к северо-востоку от бухты Провидения (Провиденское вулканическое поле), где изучен наиболее полный ее разрез. Он представлен переслаиванием туфолав светло-серых риолитов (до 70 м) со светло-коричневыми туфобрекчиями (40 м) и пачками туфов риолитов, туфопесчаников (до 151 м), малиново-бурых и коричнево-серых риолитов фельзитовой структуры (до 200 м), розовато-серых порфировых риолитов. Общая мощность по этому частному разрезу около 830 м. На Чаплинском полуострове (Чаплинское вулканическое поле) количество риолитовых потоков сокращается и в разрезе преобладают светлоокрашенные туфы, туфолавы, мощность которых не превышает 300—350 м. Маломощные покровы риолитов сосредоточены преимущественно в верхах разрезов. Общая мощность леурваамской свиты в районе бух. Провидения оценивается в 1000—1100 м.

На севере района в бассейне рек Ионивеем, Игельвеем (Ионивеемское, Игельвеемское вулканические поля) в составе леурваамской свиты преобладают риолиты, дациты и их туфы, а в основании разрезов наблюдаются горизонты и линзы туфопесчаников, туфоконгломератов с прослоями каменного угля. На правобережье среднего течения р. Кычаунвеем, по данным Е. Г. Бордюгова, на темно-серых нижнемеловых андезитах залегают пепельно-серые туфопесчаники с прослоями темно-серых аргиллитов (0,1—0,4 м) с отпечатками флоры *Sequoia* sp., *Desmiophyllum* sp., *Torreya* cf. *gracillima* Нолл., *Cephalotaxopsis* sp. (8—12 м). Их сменяют выше по разрезу туфолавы светло-серых и зеленоватых риолитов (15—20 м) и пепловые туфы риолитов светло-серой, сиреневой окраски (45—60 м).

В 8 км восточнее оз. Кычаун в основании аналогичных пачек риолитов и их туфов залегают линзы мелкогалечных туфоконгломератов (3—5 м), состоящих на 60 % из плохоокатанной гальки кварцевых песчаников, глинистых сланцев, андезитов, мраморов. Собранные на разных участках флора указывает на позднемеловой возраст.

Широкое поле кислых эффузивов распространено в истоках р. Ионивеем в горе Рэргавнын (Ионивеемское вулканическое поле), где разрез леурваамской свиты делится на две части. Нижняя часть (300 м) распространена на небольших по площади участках в бассейнах рек Ионивеем, Чаатамье, Ионивеем, Утаатап и сложена риолитами, игнимбритами и туфами риолитов. Нижняя граница несогласная. Верхняя часть (300—700) слагает центральную часть этой вулканоструктуры, где преобладают туфы риолитов и дацитов, дациты. Характерная петстра окраска пород позволяет отделить верхнюю часть от нижней.

Возраст свиты определяется главным образом по положению ее в разрезе. Флористический комплекс разными палеонтологами определяется как позднемеловой (аркагаалинский горизонт). Но в Игельвеемском вулканическом поле наиболее высокие горизонты эффузивов датируются как маастрихтские, даже, возможно, датские, поскольку флора хорошо коррелируется с комплексом флоры рарыткнской свиты в районе хребтов Пэкульней и Рарыткин (корякский горизонт). По-видимому, верхняя граница леурваамской свиты является скользящей.

Нижний отдел — палеоцен (P₁) вскрыт в 40—45-метровой террасе в среднем течении р. Уквывеем, где представлен переслаиванием глин и песков с горизонтами илов, насыщенных лигнитизированной древесиной, часто с галькой бурых углей и отдельными зернами янтаря (уквывеемская свита, 30 м). Отложения содержат спорово-пыльцевой комплекс голосеменных с преобладанием таксодиевых (*Taxodium*, *Sequoia*, *Glyptostrobus*, *Cunninghamia*, *Cryptomeria*, *Sciadopitys*), сосновые, кипарисовые, спорадически ногоплодниковые, гинкго и Ginkgoaceae—Cycadoaceae. Среди спор (25—36 % СПК) доминируют Polypodiaceae, *Osmunda*, *Sphagnum*, Cleicheniaceae, покрытосеменные, в основном сережкоцветные (*Extratropopollenites*, *Tricolpites*, *Sincolpites*). В небольшом количестве присутствуют *Myrica*, Juglandaceae (в том числе *Pterocarya*, Ulmaceae, Betulaceae, *Quercus*, Castanea, Moraceae, Anacardiaceae, *Trochodendron*, *Filia*, *Palmae*, *Ulmoideipites*, *Elytranthe*, Вухасеae). Отмечаются также единичные зерна поздне-меловых покрытосеменных: *Kryshfofioviana aspere*, *Mancicorpus*, *Proteacidites*. По заключению В. Е. Нархиновой и И. Б. Кистеровой [72, 75], эти остатки являются представителями наиболее ранней кайнозойской растительности.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Неогеновые отложения широко распространены на северном побережье Чукотского моря и в его акватории, включая Южно-Чукотский прогиб, где мощность их возрастает до 500—600 м. В Чукотском нагорье выделяется вулканогенный миоцен, названный предыдущими исследователями [26] тынгувеемской свитой по аналогии с вулканитами олигоцена—миоцена в районе хр. Золотой. На п-ове Дауркина на восточном побережье Чукотского моря в лагуне у пос. Инчоун выделена ветхуваамская толща.

Миоценовая вулканогенная толща (N₁) выделена в бассейне р. Игельвеем, где покровы оливиновых, амфибол-авгитовых базальтов, долеритов (табл. 4), содержащих линзовидные прослои туфов, несогласно перекрывают поздне-меловые, возможно, датские кислые вулканогенно-терригенные образования (верхи леурваамской свиты). На склоне горы Отдельная различаются шесть потоков темно-зеленых до черных, а также зеленовато-серых базальтов общей мощностью до 190 м. В верховьях р. Крынэнейвеем сохранились в борту притока реликты вулканической постройки. Ширина нека, сложенного лавобрекчиями базальтов, около 50 м. Сильно разрушенный конус представляет собой периклинально залегающие базальтовые потоки общей видимой мощностью до 33 м. В долинах рек. Крынэнейвеем и Иучезвеем в основании вулканогенного разреза залегают лавоконгломераты, брекчиевые темно-зеленые миндалекаменные базальты (5—8 м), которые перекрыты зеленовато-серыми либо лилово-серыми базальтами (70—72 м) при общей мощности разреза до 80 м.

Радиологический возраст тынгувеемских базальтов, с которыми сопоставляется описываемая вулканогенная толща, 18 млн лет (K-Ar метод).

Ветхуваамская толща (N_{1v}) выделена в среднем течении р. Утаваам и в нижнем р. Ветхуваам, по которой получила свое название. Впервые она выделялась как неогеновая толща Ю. А. Борзаковским [5] на небольших участках, не перекрытых четвертичными образованиями. Толща представлена кирпично-красными пористыми натечными известковистыми травертинами и известкови-

Химический состав миоценовых базальтов

Наименование породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Базальт	47,9	1,11	13,53	3,23	7,10	0,18	9,28
Трахибазальт	49,94	2,44	16,03	3,58	9,10	0,20	2,96

Окончание табл. 4

Наименование породы	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O + K ₂ O	Na ₂ O/K ₂ O	п.п.п.	Сумма
Базальт	13,28	1,83	0,11	1,94	16,64	2,45	100,0
Трахибазальт	6,74	3,60	2,49	6,09	1,44	2,92	100,0

стыми конгломератами [95]. Видимая мощность ее более 5 м. Подошва не вскрыта. В травертинах и конгломератах имеются отпечатки пресноводного моллюска миоценового комплекса (*Limnaea* ex gr. *pachygaster* Thomaе) и многочисленные отпечатки неогеновой флоры: *Rhamnus rectinervis* Heer., *Juglans* ex gr. *acuminata* Goerr., *Carpinoides* sp., *Magnolia* sp. (определения А. Ф. Ефимовой) и близкие к современным *Salix reticulata* L., *S. richardsonii* K. (определения М. О. Борсук).

Нерасчлененные неогеновые отложения (N) подстилают четвертичные образования. Они фациально изменчивы и представляют собой переслаивание глин, алевроитов, песков, супесей. Отложения вскрыты в цоколе террас 20—30-метрового уровня в бассейне р. Уквывеем, где переслаиваются серые, желтовато-серые пески разной зернистости (0,3—1,5 м) с темно-серыми плотными глинами (0,5 м), буровато-серыми супесями (0,3—0,5 м) и алевроитами (0,5—0,8 м). Видимая мощность фрагмента разреза 10 м. Возраст отложений определен по неогеновому спорово-пыльцевому комплексу, в котором присутствует небольшое (около 1 %) количество пыльцы хвойных растений при преобладании покрытосеменных, особенно бореальных видов *Betula*, *Alnus*, а также трав суходлюбивых и холодолюбивых видов *Artemisia*, *Graminae*.

Неогеновые отложения выделены в бух. Лаврентия. Это морские глины и суглинки с валунами, песчаные глины с известковыми и глинисто-известковыми конкрециями, пески, галечники (пинакульская свита, 60 м). Содержащиеся в этих слоях остатки моллюсков, млекопитающих (*Historiphoca fasciata* Zimm.), а также спорово-пыльцевые комплексы, характерные для растительности сурового климата, свидетельствуют о том, что описываемые слои занимают промежуточное положение между плиоценом и эоплейстоценом [3, 38]. Аналогичные отложения вскрыты буровыми скважинами на Чаплинском полуострове в прибрежной зоне, включая шельф [93]. Согласно определениям Т. Л. Невретдиновой и В. Е. Кунгуровой, спорово-пыльцевой спектр в них представлен спорами (до 92 %) и пылью (8 %) травянисто-кустарниковых (до 56 %) и древовидно-кустарниковых (до 44 %) растений. При этом преобладают формы арктобореальной и гипоарктической флор, аналогичных флорам пинакульской свиты.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Рыхлые четвертичные отложения развиты на участках аккумуляции повсеместно, включая акваторию, где вскрыты картировочными скважинами. Они представлены континентальными и морскими образованиями эоплейстоцена, нижнего, среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена, завершают разрез голоценовые образования. Расчленение четвертичных отложений осуществлялось в соответствии с Региональной схемой Чукотки, утвержденной Межведомственным совещанием в Магадане в 1987 г. с учетом постановления МСК в 1995 г.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Эоплейстоценовые образования (amE) вскрыты расчистками и скважиной восточнее зал. Ионивеемкуйым (линатхырские слои) [89]. Они с размывом залегают на отложениях койнатхунской свиты олигоцена—миоцена. Представлены преимущественно аллювиально-морскими образованиями различного литологического состава (от глинисто-песчаных до грубообломочных валунно-галечниковых), мощность до 10 м. Отложения содержат диатомей смешанного комплекса и микрофауну [89]. Спорово-пыльцевые спектры не представительны. Возраст определяется стратиграфическим положением между койнатхунскими слоями и нижним неоплейстоценом.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Морские отложения второй ступени (mI₂) вскрываются в основании берегового уступа на восточном побережье Колочинской губы и в долине р. Атчиваврэр. Они представлены лимонитизированными галечниками, переслаиваемыми с зеленовато-серыми, серовато-зелеными песками, гравием, илами (видимая мощность 3—4 м), содержащими остатки морских моллюсков *Mya arenaria* Linne, *Macoma incongrua* Martens. Подошва находится ниже уровня моря. Эти отложения перекрываются среднееоплейстоценовыми морскими отложениями.

Среднее звено

Среднее звено представлено морскими и ледниково-морскими образованиями. Морские отложения второй ступени (m₄II₂) слагают IV морскую террасу на локальных поднятиях до 130 м (крестовская свита) [38]. Развиты они вдоль восточного побережья Колочинской губы в бассейне верхнего течения р. Атчиваврэр, на побережье лаг. Нэскэнпильгын и фрагментами на побережье зал. Лаврентия и лаг. Гэтлянгэн. Подошва лежит ниже уровня моря, на отдельных участках терраса цокольная. В наиболее полном разрезе на восточном побережье Колочинской губы преобладают пески желтые, желтовато-серые илистые хорошо сортированные неяснослоистые с прослоями сероцветных жирных глин и несортированных бесструктурных суглинков с валунами, галькой, гравием. Мощность 30—65 м. Отложения содержат растительный детрит и многочисленные остатки морских моллюсков астартового комплекса и морских диа-

томовых водорослей, типичных для неглубокого морского холодноводного бассейна нормальной солености [28]. Возраст определяется стратиграфическим положением между отложениями нижнего и верхнего неоплейстоцена.

Ледниково-морские образования (gmII₂) слагают IV морскую террасу на побережье Берингова моря от мыса Чукотский до мыса Дежнева (энмеленские слои). Сложены горизонтально переслаиваемыми сероцветными комковатыми суглинками, супесями, песками, глинами, галечниками с валунами, реже валунными суглинками. Мощность 40—60 м. В отложениях присутствует арктическо-бореальная фауна, характеризующая холодноводный бассейн. Они перекрываются флювиогляциальными образованиями верхнего неоплейстоцена. Наличие ледниковых образований среди морских песков, глин и суглинков указывает на синхронность оледенения и морской трансгрессии на данной территории.

Возраст определяется по стратиграфическому положению между прибрежно-морскими отложениями эоплейстоцена и флювиогляциальными образованиями верхнего звена неоплейстоцена.

Морские отложения четвертой ступени (mII₄) установлены только на равнине к северу от зал. Ионивеемкуйым на абсолютных отметках до 163 м, где представлены суглинками, глинами темно-серыми, синими с прослоями песков. На основании сопоставления частных разрезов, вскрытых расчистками, установлена мощность 40 м. Отложения содержат многочисленные остатки морских моллюсков, диатомей смешанного состава, типичных, по заключению А. М. Белевич, для прибрежно-морских условий осадконакопления. Большое количество тундровой ксерофитовой растительности свидетельствует, по мнению А. Н. Бычковой, об образовании осадков во время последнего этапа похолодания в среднем неоплейстоцене [26]. Отложения перекрываются флювиогляциальными образованиями верхнего неоплейстоцена.

Верхнее звено

Верхнее звено представлено морскими, ледниковыми, флювиогляциальными, аллювиальными и озерно-аллювиальными генетическими типами. Они наиболее широко распространены на данной территории, участвуя в строении аккумулятивных равнин.

Морские отложения первого межледникового (m₃III₁) слагают третью морскую террасу 25—30-метрового уровня (валькатленские слои). Они наблюдаются по берегам Мечигменского залива и одноименной губы, в районе мыса Дежнева, на побережье зал. Ионивеемкуйым, лаг. Нэскэнпильгын и по северо-восточному побережью Колочинской губы. Наиболее полный разрез представлен на побережье лаг. Нэскэнпильгын: светло-серые грубозернистые горизонтально-слоистые пески, супеси, содержащие прослои бурых мелкозернистых песков и суглинков. Видимая мощность до 30 м. Отложения содержат остатки морских моллюсков и диатомей, преимущественно из родов *Coscinodiscus* и *Melosira*. На побережье Мечигменского залива — это пески, суглинки с галькой, илы (до 10 м).

Возраст установлен по спорово-пыльцевому комплексу (потепление в конце межледникового) и стратиграфическому положению в районе зал. Креста (лист Q-60), где аналогичные отложения залегают на размывной поверхности среднего неоплейстоцена и перекрываются ледниковыми образованиями верхнего неоплейстоцена.

Ледниковые образования второй ступени (g_{III_2}), отвечающие времени зырянского оледенения Сибири, на восточном побережье Колочинской губы и по долинам рек Ионивеем, Игельвеем, Иенивеем, Утаатап, Синевеем и Майнинвин слагают моренные холмы и гряды. Представлены сероцветными грубыми несортированными валунными суглинками с щебнем и галькой, галечниками с включениями валунов. Мощность до 30—40 м.

Флювиогляциальные отложения (f_{III_2}) наблюдаются по всей территории листа (ванкаремские слои). Представлены косослоистым слабосортированным песчано-галечным материалом с гравием и редкими мелкими валунами, прослоями суглинков. Мощность 15—20 м (до 30 м). Ледниковые и флювиогляциальные образования с размывом залегают на дочетвертичных породах либо на морских отложениях среднего неоплейстоцена и на образованиях третьей морской террасы (m_3III_1), в которую вложены отложения второй надпойменной террасы (a_2III_3). Возраст отложений косвенно подтверждают палинологические комплексы, характерные для ландшафтов кустарниковой тундры.

Аллювиальные отложения третьей ступени (a_2III_3) слагают вторую надпойменную террасу 6—12-метрового уровня; в долинах рек Ионивеем, Игельвеем, Утаваам, Чегитун, Таниваам и Кооленьвеем. Представлены они сероцветными галечниками, разнозернистыми песками, реже супесями с гравием или валунами (6—8 м).

Озерно-аллювиальные образования ($laIII_3$) фациально замещаются аллювиальными отложениями, часто слагая верхние части террас того же уровня. Они представлены мелкозернистыми желтовато-серыми, буроватыми песками с прослоями, содержащими остатки растений, серыми, желтоватыми суглинками. Мощность их 3—7 м.

Аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения залегают на ледниковых образованиях первого верхнеплейстоценового оледенения, и в них в свою очередь вложены отложения первой надпойменной террасы. Палинокомплексы характеризуют ландшафты травянисто-кустарниковой тундры с участками ольхово-березовых редколесий, типичных для каргинского межледниковья Сибири.

Морские отложения третьей ступени (m_2III_3) слагают вторую морскую террасу 8—10-метрового уровня (амгуэмские слои) вдоль побережья зал. Ионивеемкуйым и Колочинской губы, в районе лаг. Уэлен, по побережью Мечигменской губы и зал. Лаврентия. Представлены горизонтально- и косослоистыми песками, часто илистыми, обогащенными мелкой галькой, суглинками, илами, торфом с остатками древесины и морских моллюсков, которые характерны для мелководного бассейна нормальной солености. Мощность 5—9 м.

Возраст отложений определяется по положению в разрезе между ледниковыми и флювиогляциальными образованиями эпохи зырянского оледенения и первой надпойменной террасы. Спорново-пыльцевые комплексы отвечают времени второго межледниковья позднего неоплейстоцена.

Ледниковые образования (g_{III_4}) эпохи сартанского оледенения (искатеньские слои) распространены на абсолютных отметках 400—550 м в истоках рек Валькарваам, Усхэтвеем, Тундровая и Агыхлик. Они образуют хорошо выраженные в рельефе моренные валы, чаще выполняют днища цирков и каров. Представлены беспорядочными скоплениями плохосортированных и плохоокатанных валунов, угловатых глыб, щебня с примесью дресвы и суглинка. Мощность до 15—20 м. Возраст определяется по положению в разрезе между отложениями второй и первой надпойменных террас.

ГОЛОЦЕН

Представлен аллювиальными, морскими, озерно-биогенными образованиями, которые разделены на две части.

Нижняя часть

Аллювиальные отложения (a_1IV_1), слагающие первую надпойменную террасу высотой 4—6 м (в низовьях крупных рек до 8 м), представлены песчано-гравийно-галечным материалом с примесью валунов, редко суглинков и супесей и залегают на дочетвертичных породах либо на флювиогляциальных отложениях верхнего неоплейстоцена. Видимая мощность 4—6 м (7—8 м в низовьях рек). По спорово-пыльцевым комплексам эти образования относятся к раннему голоцену и отвечают климатическому оптимуму.

Морские отложения (m_1IV_1) слагают первую морскую террасу (3—4,5 м) на побережье Чукотского моря и в зал. Ионивеемкуйым. Представлены галечниками, песками с редкими прослоями илов, торфа; содержат современную морскую фауну и микроспоры. Видимая мощность 3—4,5 м.

Верхняя часть

Аллювиальные отложения (aIV_2) слагают русло и пойму крупных рек. Представлены галечниками, гравием, реже песками, иногда с примесью валунов и суглинков. Отложения содержат современный спорово-пыльцевой комплекс. Видимая мощность 2—5 м.

Морские отложения (mIV_2) слагают низкие (0,15—1,0 м) террасы, косы, пересыпи, пляжи, ватты и марши по побережью Чукотского моря и лаг. Нэскэнпильгын, где представлены хорошоокатанными галечниками, песками с галькой и редкими валунами (2—6 м).

К нерасчлененному голоцену отнесены морские (mIV), аллювиальные (aIV) и озерно-биогенные ($lbIV$) отложения. По своему составу морские (mIV) и аллювиальные (aIV) образования отвечают как верхней, так и нижней частям голоцена, описанным выше.

Озерные (IV) и озерно-биогенные отложения ($lbIV$) выделены на восточном побережье Колочинской губы, в пойме среднего течения р. Игельвеем, где представлены илами, глинами, илистыми песками, торфом мощностью 2—5 м.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Элювиальные образования (e) — это дресвяно-щебнистый материал с супесью и суглинками в заполнителе мощностью до 3 м. Развит на уплощенных поверхностях водоразделов (до 3 м).

Коллювиальные образования (c) на юго-западе территории приурочены к наиболее высоким и резко расчлененным горным массивам с крутыми осыпными, обвально-осыпными склонами, а также к карам и абразионным береговым уступам. Представлены щебнисто-глыбовыми образованиями с примесью дресвянистого материала в заполнителе (первые метры).

Элювиальные и делювиальные образования (e, d) распространены на склонах крутизной до 10°, где сложены дресвяно-щебнистым материалом с глыбами и суглинистым и песчано-глинистым заполнителем (до 3 м).

Делювиально-коллювиальные образования (dc) развиты в южной части территории, приурочены к крутым склонам (> 30°) водоразделов и речных долин, где представлены глыбово-щебнистым материалом с суглинистым и супесчаным заполнителем (0,5—5 м).

Делювиально-солифлюкционные образования (ds) распространены на пологих склонах крутизной 5—10°, часто задернованных, где представлены супесчаным и суглинистым материалом с примесью дресвы, щебня и глыб (2—3 м).

Донные осадки Чукотского и Берингова морей, а также разделяющего их Берингова пролива относятся к зоне внутреннего шельфа, где выделены морские осадки разных типов: волновые пляжевые и зоны мелководий (m_1IV), бассейновые: нефелоидные ($m_2'IV$) и застойноводные ($m_2''IV$).

Волновые осадки Чукотского моря вблизи береговой линии на глубине до 20—40 м представлены галькой, гравием, песком (0,6—3,5 м); при удалении от береговой линии и увеличении глубины до 50—60 м происходит постепенное изменение гранулометрического состава осадков от песков до пелитистых алевритов.

В прибрежной части Берингова моря отмечаются сложные фациальные изменения донных осадков. В рельефе дна сохранились гребни конечных морен, сложенных галечниками и размываемых донными течениями. В углублениях троговых долин и фьордах донные осадки представлены песчанистыми и пелитистыми алевритами. В закрытых и полузакрытых заливах и лагунах формируются нефелоидные илы и песчанистые алевриты, вдоль прибойной части береговой линии они сменяются волновыми песками. На шельфе Чукотского моря развиты застойноводные глинистые алевриты (7—10 м).

На территории имеются многочисленные стоянки древних культур, относящиеся к позднему голоцену. Культурные слои мощностью 1—2 м установлены по побережью Чукотского моря. Найденные орудия труда и охоты соответствуют древнеберингоморской культуре и имеют датировки по C^{14} в пределах 1800—2500 лет.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования занимают около 40 % рассматриваемой территории (рис. 3). Среди них выделяются: протерозойские—раннепалеозойские палингенные интрузии гнейсо-гранитов и гранито-гнейсов, поздне триасовые субпластовые интрузии основного состава, аллохтонные тела позднеюрских—раннемеловых гипербазитов, раннемеловые интрузии основного, среднего и кислого состава и поздне меловые интрузии гранитоидов, тесно связанные с одновозрастными субвулканическими телами риолитов и дацитов.

ПРОТЕРОЗОЙСКО-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Гнейсо-граниты, гранито-гнейсы и мигматиты (кэнэтлювеевский комплекс) [72] слагают многочисленные межпластовые тела мощностью от 0,5 до 60 м (реже до 200 м) или плащеобразные залежи площадью до 1000 км² среди метаморфических пород этельхвылеутской и пенкигнейской серий. С вмещающими породами гнейсо-граниты и гранито-гнейсы связаны постепенными переходами через зону тневых и послонных мигматитов разгнейсованных гранодиоритов, плагиогранитов, адамелитов и гранитов, что указывает на палингенный характер этих образований. Интенсивная гранитизация способствует образованию своеобразных гранито-гнейсовых куполов среди метаморфических пород этельхвылеутской серии, причем на ранних этапах формировались преимущественно субпластовые залежи, сложенные светло-розовыми крупно- и среднезернистыми гранито-гнейсами, а на завершающих — штокообразные тела овальной или округлой формы, приуроченные к центральным частям гранито-гнейсовых куполов и сложенные средне- и крупнозернистыми гранито-гнейсами, состоящими из плагиоклаза, кварца, микроклина, биотита и роговой обманки. Контакты с вмещающими породами у штокообразных тел более резкие, чем у пластовых залежей. Анатектиты, сопровождающие пластовые тела гранито-гнейсов в виде тневых мигматитов, приурочены, как правило, к определенному стратиграфическому горизонту существенно кварц-полевошпатового состава.

По составу протерозойско-раннепалеозойские гранитоиды относятся к семейству высокоглиноземистых лейкопород К-На серии, пересыщенных кремнеземом и кальцием (табл. 5). На рис. 4 большинство фигуративных точек состава попадает в поле синколлизиионных гранитоидов. По химическому составу они близки к гранитам раннемелового чукотского комплекса.

Возрастное положение этих образований не определено однозначно. На основании пространственной связи с протерозойскими [79] или архейскими [72] метаморфическими сериями предполагается их протерозойский возраст [79]. Радиологический возраст гнейсо-гранитов Тенинского массива 700 млн лет по К-Аг соот-

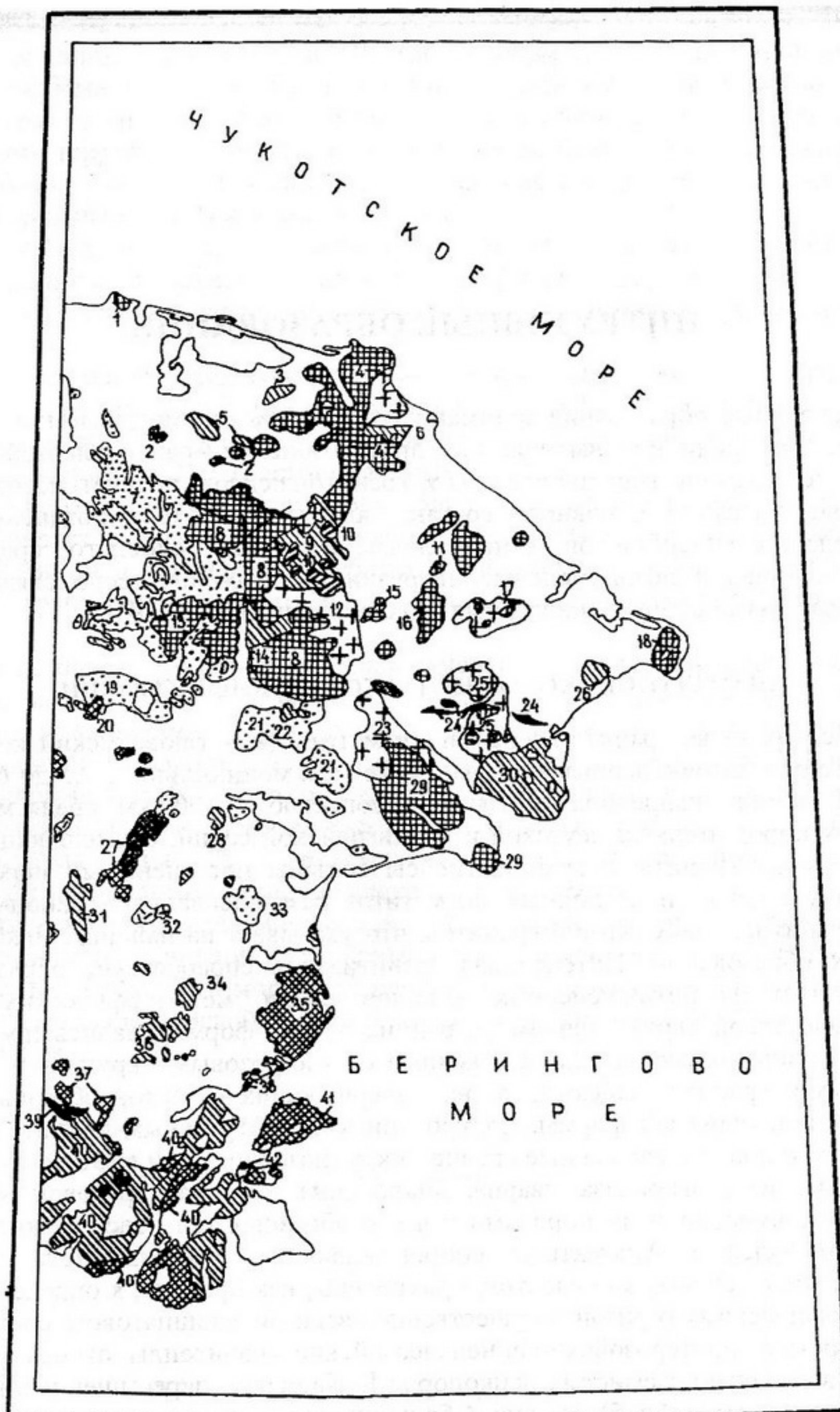


Рис. 3. Схема размещения интрузивных образований. Составил А. М. Манукян.

1—9 — интрузии: 1 — протерозойско-раннепалеозойские гнейсо-граниты, гранито-гнейсы, гранитоиды; 2 — поздне триасовые габброиды; 3 — позднеюрско-раннемеловые гипербазиты; 4—7 — раннемеловые: 4 — габброиды, 5—6 — надсубдукционные диориты (5), граниты (6); 7 — коллизионные гранитоиды (чукотский комплекс); 8—9 — поздне меловые: 8 — субвулканические риолиты, дациты, 9 — гранитоиды; 10 — границы массивов и их номера: 1 — Дженретленский, 2 — Аттывавравский, 3 — Кынетлунский, 4 — Нэттэвеемский, 5 — Аанранский, 6 — Иквытыгинский, 7 — Ионивеемская группа интрузий, 8 — Тенианый, 9 — Пучевеемский, 10 — Чегитунская группа интрузий, 11 — Итеньюргенский, 12 — Анкайтынский, 13 — Иннымайский, 14 — Анкайский, 15 — Пучевеемский, 16 — Ярармывеемский, 17 — Утаваамский, 18 — Дежневский, 19 — Инпынайский, 20 — Ионийский, 21 — Ватагинская группа интрузий, 22 — Теркинайский, 23 — Илинейский, 24 — Кооленская группа ультрамафитов, 25 — Кооленвеемский, 26 — Эумонский, 27 — Кычаунский, 28 — Ананымнинский, 29 — Лаврентьевский, 30 — Нунямский, 31 — Умкалеутский, 32 — Рэкырский, 33 — Утаатапский, 34 — Гетлянгенский, 35 — Вуквунайский, 36 — Рэпатенский, 37 — Каатапский, 38 — Янракылотская группа интрузий, 39 — Эверетская группа ультрамафитов, 40 — Провиденский, 41 — Аракамченский, 42 — Иттыгранская группа интрузий.

ношению [27]. Однако тесная пространственная связь раннемеловых гранитоидов чукотского комплекса с протерозойско-раннепалеозойскими гнейсо-гранитными куполами и мигматизация в экзоконтактных зонах раннемеловых массивов не исключают и раннемелового возраста гнейсо-гранитов.

Возраст монацита [55, 26а] из гнейсо-гранита 104 млн лет, из гранитовой инъекции — 94 млн лет (определения U-Pb методом). Радиологический возраст слюд из гнейсо-гранита, определенный аргоновым методом ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), колеблется от 92 до 95 млн лет [55]. Эти данные свидетельствуют о неоднократной магматической ремобилизации, которой подвергался рассматриваемый район.

Таблица 5

Средние химические составы протерозойско-палеозойских гранитоидов

Источник	Количество проб	Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Цуканов Ю. Б., 1988	6	Гнейсо-гранит	71,40	0,28	15,60	0,61	1,24	0,02	0,56
Казинский В. А., 1977	1	Гранито-гнейс	62,10	0,98	16,54	1,76	3,59	0,06	2,31
»	1	Гранито-гнейс	69,91	0,40	14,51	1,18	1,58	0,04	1,54
Майоров А. С., 1983	1	Гнейсо-гранит	72,74	0,05	14,78	0,28	1,19	0,03	0,08
Невретдинов Э. Б., 1987	2	Лейкогранит	73,47	0,48	13,32	0,62	3,32	0,04	0,87
»	6	Гранит	70,52	0,22	15,55	0,61	1,32	0,03	0,87
»	3	Мигматит	73,41	0,17	13,78	0,31	1,44	0,02	0,32
»	1	Гранодиорит	68,39	0,66	14,39	2,81	2,90	0,07	0,50
»	2	Плагιοгранит	74,65	0,20	13,49	0,36	1,17	0,05	0,16

Источник	Количество проб	Название породы	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	Сумма
Цуканов Ю. Б., 1988	6	Гнейсо-гранит	1,03	3,38	5,08	—	—	—	99,20
Казинский В. А., 1977	1	Гранито-гнейс	3,37	3,77	4,74	0,24	—	—	99,46
»	1	Гранито-гнейс	2,47	3,80	3,75	0,15	—	—	99,03
Майоров А. С., 1983	1	Гнейсо-гранит	0,84	3,27	5,58	0,12	0,11	0,02	99,77
Невретдинов Э. Б., 1987	2	Лейкогранит	1,77	3,02	2,49	—	—	—	99,40
»	6	Гранит	3,26	3,47	3,44	—	—	—	99,29
»	3	Мигматит	3,61	3,43	3,24	—	—	—	99,73
»	1	Гранодиорит	2,96	3,50	3,86	—	—	—	99,78
»	2	Плагиогранит	1,10	3,25	4,67	—	—	—	99,10

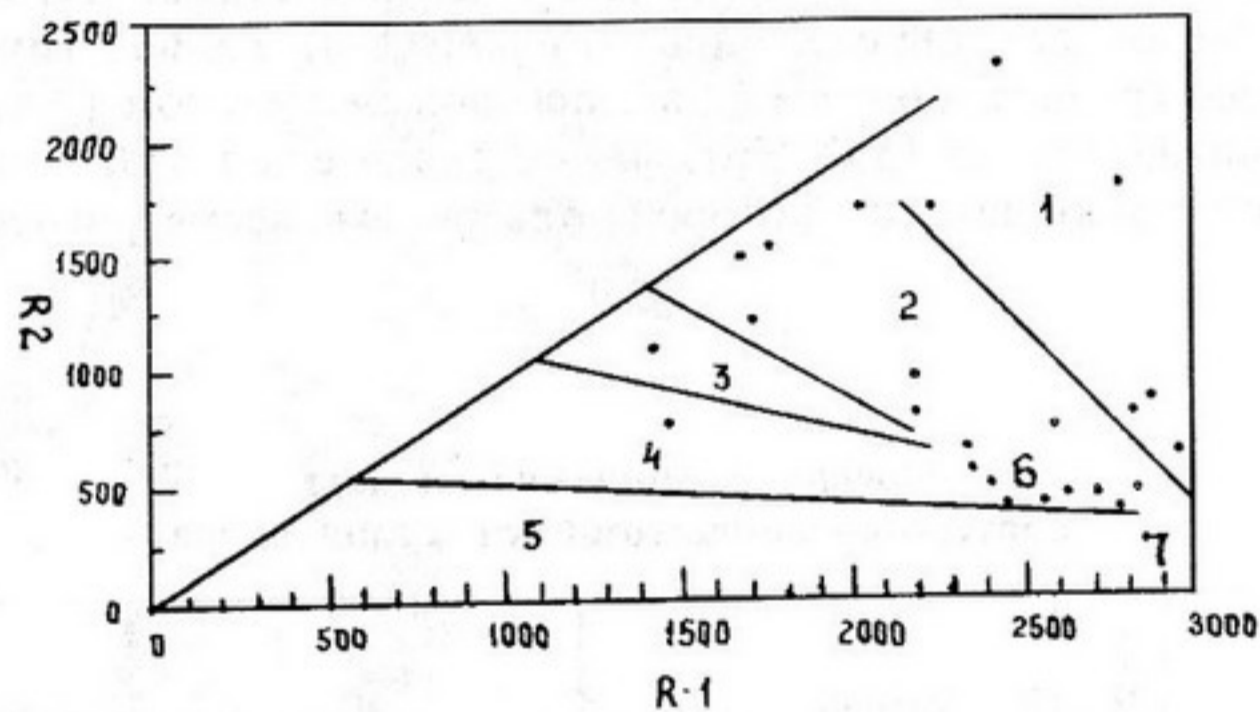


Рис. 4. Положение фигуративных точек химического состава протерозойских—раннепалеозойских гранитоидов на диаграмме Bowden—Batchelor (1985).

Типовые поля гранитоидов разных геодинамических обстановок: 1 — океанических, 2 — внутриплитных, 3 — постколлизийных, 4 — позднеорогенных, 5 — апорогенных, 6 — синколлизийных, 7 — посторогенных.

ПОЗДНЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Позднетриасовые интрузии, представленные сравнительно мощными плащеобразными залежами, силлами, реже штоками пироксен-роговообманковых долеритов, габбро, габбродолеритов, габброноритов, широко развиты в пределах Колочинско-Мечигменского водораздела, среди вулканогенно-терригенных пород кымынейвеевской толщи верхнего триаса и терригенных пород лоренской толщи нижнего—среднего триаса (кымынейвеевский комплекс [72]).

Позднетриасовые габброиды образуют пластовые тела мощностью от 200 до 350 м, при площади выходов до 20—50 км² с многочисленными провесами кровли [26]. Габбро и габбродолериты состоят из лабрадора, роговой обманки, диопсида, гиперстена и биотита. В небольших количествах присутствуют кварц и ильменит. В эндоконтакте (10—12 м) порода имеет тонкозернистую структуру, а в экзоконтакте развиты неяснопятнистые биотитовые роговики, иногда инъецированные кварцевыми жилами мощностью до 0,5 м.

В районе Мечигменской губы позднетриасовые габбро слагают несколько крупных (до 250 км²) массивов (Ватагинская группа интрузий). Наиболее крупный из них (район горы Илиней) имеет в плане неправильную форму с извилистыми, полого погружающимися под вмещающие породы контактами. В юго-восточной его части часто встречаются остатки кровли (песчано-сланцевые отложения лоренской свиты). Эндоконтактовые разности представлены мелкозернистыми, иногда сливными габбродолеритами, сменяющимися к центру крупнокристаллическими порфиридовидными кварцевыми долеритами.

В Ватагинской группе интрузий наблюдались переходы от интрузий к субвулканическим, жерловым и покровным фациям эффузивов кымынейвеевской толщи [83].

По химическому составу (табл. 6) позднетриасовые габброиды принадлежат к толеитовой серии (рис. 5, Б), относятся к меланократовым габбро нормального или субщелочного ряда, низкоглиноземистым, К-На серии с повышенным содержанием железа, титана и низким — алюминия, магния и кальция. На диаграмме MgO—FeO^x—Al₂O₃ большинство фигуративных точек позднетриасовых габбро попало в поле базальтов океанических островов, одна точка расположена в поле базальтов спрединга Центральной Исландии и две точки в поле континентальных базальтов (рис. 5, А).

Позднетриасовый возраст описанных габброидов определяется их рвущими соотношениями с терригенными образованиями лоренской свиты и тесной связью с эффузивами кымынейвеевской толщи [94]. Радиологический возраст габбро по К-Аг отношению оценивается в 180—250 млн лет.

Таблица 6

Средние химические составы позднетриасовых габброидов

Источник	Количество проб	Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Цуканов Ю. В., 1988	15	Габбродолерит	47,26	2,43	15,16	3,12	11,01	0,20	6,10
»	1	Габбро	48,17	2,27	14,75	3,58	10,59	0,22	6,66
Майоров А. С., 1983	1	Габбро	48,22	1,16	17,04	4,00	8,77	0,27	6,47
»	1	Долерит	44,14	3,10	12,62	6,14	12,39	0,05	6,18
Невретдинов Э. Б., 1987	3	Габбродолерит	44,65	4,13	14,19	4,30	12,62	0,21	6,21
»	7	Метадолерит	48,41	1,38	14,68	1,83	11,50	0,18	6,02
»	4	Метадолерит	49,32	1,26	16,54	3,80	8,07	0,26	6,97

Источник	Количество проб	Название породы	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Сумма
Цуканов Ю. В., 1988	15	Габбродолерит	9,48	2,16	0,86	—	1,24	—	99,02
»	1	Габбро	9,64	2,22	0,33	—	0,96	—	99,39
Майоров А. С., 1983	1	Габбро	10,10	1,95	0,97	—	0,71	—	99,54
»	1	Долерит	10,09	1,61	1,24	—	0,28	—	97,84
Невретдинов Э. Б., 1987	3	Габбродолерит	9,62	1,61	0,51	—	—	—	98,05
»	7	Метадолерит	10,30	1,63	0,8	—	—	—	99,90
»	4	Метадолерит	9,98	1,48	0,95	—	—	—	99,95

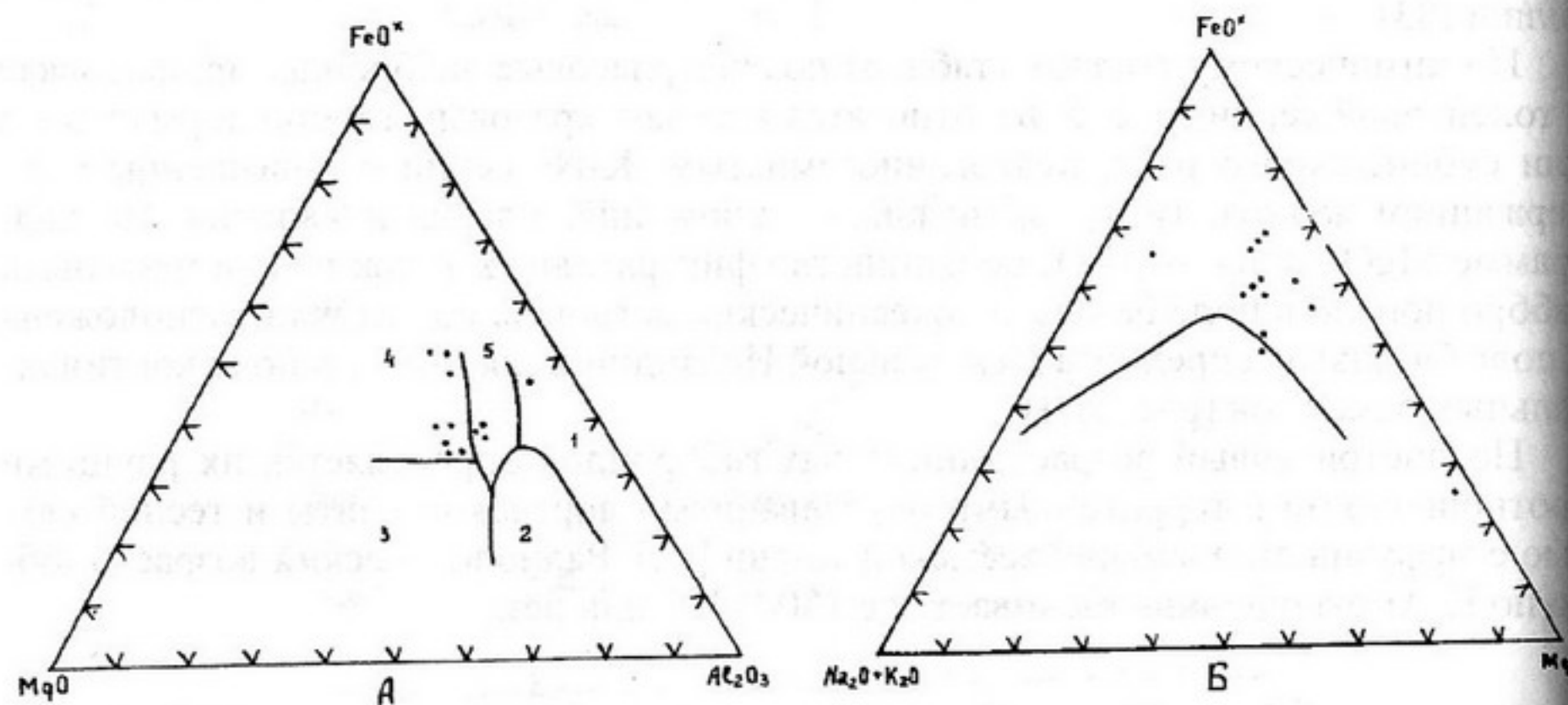


Рис. 5. Положение фигуративных точек химического состава (вес. %) позднеэриосовых габброидов на диаграммах А — Pearse (1977) и Б — Jrvine + Varagar (1971).

Типовые поля габброидов: 1 — океанических в зоне спрединга, 2 — островных дуг, 3 — срединно-океанических хребтов, 4 — океанических островов, 5 — континентальных рифтов.

ПОЗДНЕЮРСКО-РАННЕМЕЛОВЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ

Ультраосновные породы этого возраста имеют локальное распространение и образуют два небольших аллохтона: в бассейне верхнего течения р. Усхэтвеем в районе оз. Коолень. Гипербазиты усхэтвеемского аллохтона сдвигами растащены по площади, где по разным данным встречено от первых десятков [27] до 100 и более [1, 2] мелких тел размером от 15—20 м² до 2,3 км². В составе тел преобладают породы ортопироксенового (дуниты—гарцбургиты—ортопироксениты) и амфиболового (дуниты—амфиболовые перидотиты—тремолититы) минерального типов, с которыми ассоциируют карбонатиты, образующие желваковидные выделения, жилы, штокверки среди ультрамафитов. Контакты с

вмещающими метакarbonатными породами палеозоя тектонические. Наиболее крупное тело гипербазитов площадью 2,3 км² имеет форму крутопадающей пластины, вытянутой в северо-западном направлении. Сложено оно перидотитами и гранат-шпинелевыми пироксенитами, связанными взаимными переходами. Перидотиты (гарцбургиты) состоят из оливина, ромбического пироксена и хромита (до 0,3 мм). В эндоконтакте перидотиты превращены в паргасит-мусковит-хлорит-серпентинитовые породы [27].

Протрузии ультраосновных пород окрестностей оз. Коолень образуют узкую приразломную полосу, вытянутую в субширотном направлении на расстоянии около 30 км от западных склонов горы Янропонты до верховьев р. Рыбная. Распределение гипербазитовых тел, часто диапирирующих во вмещающие метаморфиты пенкигнейской серии, неравномерное. Наиболее многочисленны тела (30 тел на 35 км²) на юго-западном склоне горы Янропонты и в верховьях р. Рыбная (8 тел на 1 км²). Между этими группами протрузии встречаются лишь через 1—3 км. В их строении принимают участие три группы пород: нормального ряда, щелочные пикриты и лампрофиры габбро-эссексит-монцонитового ряда [85].

Ультрамафиты нормального ряда (дуниты, перидотиты, пироксениты) слагают крутопадающие протрузии и тектонические чешуи по 20—150 м в поперечнике и 350—400 м по длинной оси. Основная роль в строении этих тел принадлежит лерцолитам. Дуниты и гарцбургиты образуют отдельные участки неопределенных форм с постоянными плавными переходами к лерцолитам. Тела, сложенные дунитами или гарцбургитами, встречаются редко.

Щелочные пикриты развиты в основном в западной части гипербазитовой полосы, в районе горы Янропонты, где совместно с нормальными ультрамафитами слагают обширное поле. Среди них выделяются флогопит-шпинель-оливиновые, пироксен-оливиновые с шеелитом и фельдшпатоидные с нефелином разности. Все эти разности слагают самостоятельные тела и совместно не встречаются. Флогопит-шпинель-оливиновые пикриты (ингилиты) образуют линзовидные секущие жилы и дайки мощностью от 3—5 до 30 м и протяженностью 130—150 м в телах ультрамафитов нормального ряда. Пироксен-оливиновые пикриты образуют маломощные дайки и небольшие штоки. Фельдшпатоидные пикриты слагают единственное штокообразное тело на самом западе гипербазитовой полосы.

Петрохимические (табл. 7) и минералогические особенности ультрамафитов, по мнению Э. Б. Невретдинова, свидетельствуют о непрерывном эволюционном ряде от исходного лерцолитового расплава, протекающем в двух направлениях. Первое (нормальный ряд): от лерцолитов к ортопироксенитам и щелочно-земельным лампрофирам; к нему же, как крайние члены, относятся обогащенные оливином дуниты и гарцбургиты, являющиеся продуктами истощенного лерцолитового расплава. Второе направление свидетельствует о том, что с повышением SiO₂, Al₂O₃ и CaO возрастает сумма щелочей и в составе флогопит-шпинелевых пикритов появляются флогопит, нефелин, шеелит, а в конечных разностях ряда — основной плагиоклаз [85].

Вопрос о возрасте гипербазитов до сих пор остается дискуссионным. Ю. В. Крюков (1987) считает их позднемеловыми, В. Ф. Белый относит к раннемеловым (готеривским) усхэтвеемского комплекса [2], Э. Б. Невретдинов — к палеозойскому комплексу Айнан [85]. Радиологический возраст усхэтвеемских гипербазитов по К-Аг соотношению составил 42—112 млн лет. С точки зрения авторов настоящей работы эти образования хорошо сопоставляются с гипербазитами хребтов Пэкульней и Золотой, где они рассматриваются как

Средние химические составы ультраосновных пород позднеюрско-раннемелового возраста

Источник	Кол-во проб	Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O × 10 ³	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁻	Сумма
Крюков Ю. В., 1987	1	Гарцбургит	38,77	0,09	1,85	4,43	3,94	0,06	36,83	0,70	0,03	0,05	—	0,09	—	0,55*	99,87
Невретдинов Э. Б., 1987	2	Дунит	40,12	0,15	1,32	3,63	4,50	0,11	41,93	0,56	<0,14	<0,12	2,0	0,01	0,45	0,42	100,25
»	1	Перидотит	43,69	0,26	1,36	3,06	4,77	0,19	41,62	0,50	<0,14	<0,12	2,0	0,05	0,22	0,05	99,54
»	6	Гарцбургит	41,50	0,16	1,43	3,37	5,53	0,12	39,39	0,67	<0,14	<0,12	1,23	0,04	0,32	0,30	98,43
»	1	Гарцбургит	41,04	0,05	2,17	2,70	7,20	0,12	40,84	0,53	<0,14	<0,12	—	0,03	0,39	0,17	100,21
»	1	Гарцбургит	40,84	0,06	1,08	3,26	4,90	0,12	40,80	0,56	0,06	0,06	1,8	0,03	0,36	0,53	99,93
»	6	Лерцолит	40,69	0,14	2,21	3,35	4,26	0,11	38,59	2,04	<0,14	<0,12	1,81	0,03	0,68	0,54	100,43
»	1	Шриггеймит	48,40	0,20	1,67	3,38	3,23	0,17	32,00	4,04	<0,14	<0,12	2,2	0,05	0,18	0,49	99,57
»	1	Ортопироксенит	55,08	—	0,81	0,88	5,60	0,14	32,70	1,35	0,17	0,20	1,00	0,03	0,22	0,20	99,96
»	1	Клинопироксенит	54,52	0,24	1,68	1,85	4,65	0,14	29,92	3,25	<0,14	<0,12	1,6	0,05	0,11	0,19	99,51
»	4	Серпентиниты	42,75	0,11	2,45	3,95	2,57	0,11	32,25	1,25	<0,14	0,24	1,97	0,04	0,32	0,86	100,44
»	1	Пикрит	46,06	0,33	13,88	3,59	2,81	0,05	20,03	0,50	0,34	5,24	7,60	0,02	0,06	0,64	99,60
»	1	Фельдшпатовидные пикриты	43,20	0,11	6,31	3,63	6,91	0,17	30,52	3,61	1,34	0,36	3,00	0,04	0,36	0,39	100,01

*H₂O — общая.

обдуриванная океаническая кора, возникающая в спрединговых зонах задуговых бассейнов позднеюрских—раннемеловых островодужных систем.

В рассматриваемом районе с вышеописанными ультрамафитами пространственно связаны незначительные проявления железа и никеля. Предполагается, что обнаруженные в рыхлых отложениях (в районе Мечигменского залива) единичные алмазы также связаны с ультрамафитами.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Раннемеловые интрузии тесно связаны пространственно и генетически с раннемеловыми эффузивами известково-щелочной серии (габбро-диорит-гранитовая формация). На п-ове Дауркина имеется серия интрузий монцонит-сиенит-диорит-гранодиорит-гранитовой формации (чукотский комплекс палингенных интрузий).

Раннемеловые интрузии габбро, габбродиоритов, габбродолеритов, долеритов (vK_1), встречающиеся на территории листа спорадически (эргувеевский и правотелекайский комплексы [72]), слагают небольшие пластовые тела среди раннемеловых эффузивов преимущественно основного состава; реже встречаются штоки, прорывающие более древние образования. Наиболее крупные пластовые тела достигают 30 км². Они сложены крупно- и среднезернистыми габбро и габбродолеритами, переходящими в эндоконтакте в мелкозернистые или афировые разности. Наиболее распространены авгитовые и роговообманковые, реже диопсидовые разности. В эндоконтакте некоторых тел Янракынтской группы интрузий отмечаются породы, отвечающие по составу и габбродиоритам [43]. В экзоконтакте часто отмечается амфиболитизация и окварцевание вмещающих пород, которые представлены различными осадочными образованиями палеозоя. Иногда тела габброидов присутствуют в провесах кровли массива позднемеловых гранитов (верховья р. Чегитун).

Описанные габброиды прорывают палеозойские отложения, наиболее молодые из которых представлены известняками нижнего карбона, а сами прорваны позднемеловыми гранитами. На соседней с запада территории, в бассейне р. Курупка аналогичные породы слагают единичные силлы и мелкие штоки среди валанжинских вулканогенно-осадочных образований и рассматриваются как комагматы валанжинских эффузивов основного состава [92], на основании чего датируются ранним мелом.

Раннемеловые диориты, гранодиориты, сиениты, монцодиориты (δK_1) сосредоточены в основном в западной части территории листа, где пространственно тяготеют к полям распространения раннемеловых эффузивов среднего состава. Они тесно связаны с раннемеловыми телами субвулканических андезитов, андезидацитов и дацитов взаимными переходами [33]. Наиболее крупным среди этих массивов является Кычаунский, занимающий площадь около 100 км². Он имеет в плане неясно выраженную коленообразную форму. Контакт с кымынейвеевской толщей позднего триаса и раннемеловыми эффузивами на юге и западе крутой (около 70°), а на севере — пологий (4—10°). Центральная часть массива сложена монцодиоритами, которые в эндоконтактовой зоне (0,5—2 км) постепенно замещаются гранодиоритами и диоритами. В северной части массива диориты постепенно переходят в субвулканические андезиты или андезидациты.

Сходные соотношения установлены и для Кастенской группы раннемеловых интрузий. Наиболее широко развиты здесь гранодиориты, связанные взаимными

переходами с эндоконтактовыми диоритами, кварцевыми монцодиоритами и сиенитами. Вмещающими для них являются метапороды палеозойского возраста. Контакты с вмещающими породами, как правило, интрузивные, реже тектонические, преимущественно крутые ($50-80^\circ$) с падением как под вмещающие породы, так и от них. Форма массивов пластообразная или трещинная — линейно-вытянутая. Иногда отмечаются инъекционные с апофизами контакты с пологим ($10-15^\circ$) наклоном под вмещающие породы. В эндоконтакте помимо большого количества ксенолитов кровли отмечаются крупные (10×30 м) останцы гибридизированных пород основного состава (габбро и габбродиоритов). В экзоконтактовой зоне, мощность которой варьирует в зависимости от крутизны контакта, развиты роговики и скарны.

Породы этой группы интрузий относятся к кварцевым диоритам и гранодиоритам К-На серии весьма высокоглиноземистым, причем имеют как калиевую, так и натриевую специализацию (табл. 8). Последняя наиболее характерна для эндоконтактовых пород. Породы этой группы интрузий, возможно, комагматичны раннемеловым андезитам нырвакинской толщи [92].

Полигенетический характер соотношения между образованиями габбродиорит-гранитовой формации наблюдается в серии крупных массивов (Вуквунайский, Аракамчеченский и Провиденский) провиденского комплекса [43, 66].

Наиболее крупный массив — Вуквунайский, занимает прибрежную полосу от пролива Сенявина на юге до лагуны Гэтлянген на севере. Площадь его около 800 км^2 . Вмещающими являются карбонатно-сланцевые отложения среднего-верхнего девона и нижнего карбона. Западный и юго-западный контакты массива пологие с обширной (до 2 км) экзоконтактовой зоной скарнированных и роговикованных пород. Центральная часть массива сложена среднезернистыми биотит-роговообманковыми гранитами, постепенно сменяющимися крупнозернистыми порфиридовидными гранодиоритами в краевой части. В эндоконтакте они часто замещаются кварцевыми диоритами, реже монцодиоритами. В экзоконтакте развиты гранат-пироксеновые и эпидот-пироксеновые скарны и роговики, очень редко кварциты [43].

Сходный характер соотношений отмечен и для пород, слагающих Аракамчеченский массив, но здесь в эндоконтакте практически отсутствуют породы диоритового и монцонитового состава [43].

Наиболее отчетливо последовательность формирования раннемеловых гранитоидов видна в Провиденском массиве. Здесь вначале внедрились диориты, а затем гранодиориты [69]. Диориты разнообразны по составу и представлены биотит-роговообманковыми, биотит-амфибол-пироксеновыми, амфибол-пироксеновыми разностями массивной, реже гнейсовидной текстуры. Наиболее лейкократовые разности отвечают кварцевым диоритам. Между отдельными разностями иногда наблюдаются неотчетливые интрузивные соотношения, причем лейкократовые прорывают меланократовые. Породы заключительной стадии более однородны, представлены биотит-роговообманковыми гранодиоритами, иногда по составу склоняясь либо к кварцевым диоритам, либо к гранитам [64].

Некоторые исследователи [6] в строении Провиденского массива стадийности формирования не видят, считая, что он представляет собой единое полифазное интрузивное тело, которое продолжается и на акваторию, занимая, с учетом шельфа около 850 км^2 . В составе гранитоидов этого плутона выделяют гранодиориты, диориты, монцодиориты и граниты, связанные взаимными переходами, без какой-либо площадной закономерности.

Таким образом, имеются две точки зрения на формирование массивов раннемеловых гранитоидов западной части рассматриваемой территории, из которых, на наш взгляд, наиболее правильными являются представления о стадийности их становления. В пользу этого говорит и наличие небольших штокообразных тел диоритов, как отделенных от массивов гранодиорит-гранитного состава, так и заключенных внутри них.

По химическому составу (табл. 8) раннемеловые гранитоиды относятся к породам нормального ряда К-На серии высоко- и весьма высокоглиноземистым с заметно повышенной щелочностью с незначительным преобладанием Na над K. На рис. 6 фигуративные точки состава этих пород сосредоточены в основном в секторах, отвечающих типовым (2) надсубдукционным гранитоидам.

Раннемеловой возраст описанных гранитоидов устанавливается на основании связи их с раннемеловыми эффузивами, а также по присутствию гальки и обломков этих пород в базальных конгломератах позднемеловой леурваамской свиты. Радиологический возраст по соотношению К-Аг гранитоидов Провиденского массива составил 115—129 млн лет [68], Каатапской группы — 107 млн лет [92], Кычаунского массива — 83—114 млн лет [33].

С описанными гранитоидами предполагается связь молибден-медно-порфирового оруденения.

Гранитоиды чукотского комплекса ($\gamma K_1 \check{c}k$) широко распространены в восточной части территории, на п-ове Дауркина, где слагают ряд крупных массивов: Нэттэвеемский, Тенианый, Иннымнейский, Лаврентьевский и др. Все массивы часто пространственно совмещены с гнейсо-гранитными телами протерозойско-раннепалеозойского возраста. Наибольшая концентрация раннемеловых интрузий отмечается в хр. Гэнканый, где фиксируется мощная зона гранитизации северо-западного простирания, протяженностью более 200 км при ширине 30—50 км. В строении массивов принимает участие широкий фациальный спектр пород от габбродиоритов до лейкогранитов-аляскитов.

Для наиболее крупных массивов (Нэттэвеемский, Тенианый, Лаврентьевский) характерна плитообразная форма тел, как полого, так и круто падающих преимущественно в восточных румбах. Более мелкие тела являются часто выступами неровной кровли более крупных массивов.

Ранняя стадия формирования массивов обычно представлена породами диорит-монцонит-сиенитового ряда, поздняя — гранитами двуслюдяными и биотит-амфиболовыми, лейкогранитами и субщелочными гранитами [26, 34, 85].

Сиениты и кварцевые сиениты ($\xi K_1 \check{c}k$), кварцевые диориты и гранодиориты ($\gamma \delta K_1 \check{c}k$) являются преобладающими породами вскрытой части Нэттэвеемского массива, причем первые преобладают в северо-восточной части массива [27], а вторые — в юго-западной [85], где они связаны постепенными переходами с турмалинсодержащими двуслюдяными гранитами.

Массив Тенианый представляет собой круто наклоненное к востоку пластовое тело. Ведущая роль в его строении принадлежит порфиридовидным сиенитам, гранодиоритам и субщелочным гранитам с крупными таблитчатыми кристаллами щелочного полевого шпата, реже встречаются монцониты. Все эти разности связаны взаимными переходами, но наблюдались и интрузивные контакты [26]. Помимо этих разностей в строении массива принимают участие диориты и габбродиориты, амфибол-биотитовые и двуслюдяные граниты. С последними связаны дайки кварц-полевошпатовых касситеритсодержащих пегматитов небольшой мощности и протяженности [85].

Средние химические составы раннемеловых гранитоидов

Источник	Количество проб	Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
Недомолкин В. Ф., 1978	1	Гранит	69,09	0,36	14,99	1,27	1,90	0,04	0,73	2,10	3,73	5,07	0,09	0,42	0,18	99,97
»	1	Граносиенит	66,60	0,49	16,66	1,57	1,84	0,04	1,05	3,24	2,53	4,58	0,54	0,58	0,08	99,80
»	1	Граносиенит	67,71	0,55	16,11	1,00	2,67	0,04	1,35	2,10	4,11	3,78	0,15	0,58	0,16	100,31
»	2	Кварцевый диорит	62,40	0,58	16,53	2,26	3,13	0,06	1,67	4,15	2,65	4,23	0,34	1,67	0,11	99,78
Романова С. Г., 1970	1	Кварцевый диорит	62,14	0,79	18,58	0,59	3,90	0,10	2,45	4,56	3,20	3,80	0,25	0,07*	—	100,86
»	5	Гранодиорит	64,70	0,69	16,74	1,10	3,33	0,07	1,85	3,81	3,05	3,76	0,28	0,49*	—	99,87
»	3	Кварцевый монзонит	61,25	0,84	18,03	1,34	4,88	0,08	2,37	4,87	3,05	3,62	0,34	0,08*	—	100,75
Борзаковский Ю. А., 1968	1	Гранодиорит	64,94	0,68	16,14	1,08	2,18	0,04	1,64	3,74	3,20	3,95	—	0,12*	—	99,26
»	2	Кварцевый диорит	61,41	0,65	17,45	2,03	3,46	0,08	1,89	5,25	2,85	2,90	0,52	0,64*	—	99,13
»	2	Гранодиорит	63,06	0,60	16,91	1,55	3,01	0,14	2,26	5,11	2,94	2,50	0,48	0,40*	—	98,96
Тынанкертав Г. А., 1989	1	Лейкогранит	75,50	0,12	13,48	0,86	1,26	0,02	0,14	0,10	3,35	4,56	0,02	0,51*	—	99,94
»	2	Гранодиорит	64,74	0,63	16,09	1,26	3,48	0,10	1,60	3,73	3,43	3,57	0,13	1,01	0,09	99,86
»	2	Диорит	55,78	1,5	19,21	1,71	6,14	0,14	3,38	7,59	2,79	1,47	0,27	—	—	99,98
»	1	Монцодиорит	57,62	1,23	17,77	2,46	3,99	0,11	2,42	5,56	3,45	2,79	0,25	0,86	0,14	98,65
Гуськов Л. Г., 1988	2	Диорит	54,35	1,37	18,43	1,70	5,90	0,13	3,62	6,93	3,23	1,79	0,32	0,91	0,21	98,89
»	1	Гранодиорит	67,88	0,58	14,88	0,78	2,00	0,05	1,49	2,97	4,61	2,95	—	—	—	99,66
»	1	Гранит	71,70	0,27	15,61	0,75	1,42	0,02	0,08	1,34	3,69	4,45	—	—	—	100,12
»	2	Кварцевый диорит	59,06	0,94	17,45	1,69	4,58	0,11	2,81	5,63	3,29	2,78	0,28	0,67*	—	99,29
»	4	Гранодиорит	64,21	0,55	16,09	2,10	2,52	0,10	2,13	4,53	3,47	3,09	0,15	0,41*	—	99,35
»	2	Гранодиорит	66,78	0,58	15,54	0,82	3,04	0,07	1,81	3,14	3,43	2,96	0,18	0,74*	—	99,09
»	2	Гранит	70,55	0,41	14,63	1,02	1,87	0,07	1,21	2,47	3,55	3,41	0,08	0,39*	—	99,66
Дорофеев В. К., 1988	11	Диорит	56,33	0,87	19,72	1,46	4,42	0,10	2,59	7,15	3,42	2,28	0,21	0,81*	—	99,32
»	4	Кварцевый диорит	60,59	0,75	17,18	0,98	4,17	0,09	2,13	5,19	3,96	3,02	0,27	1,54*	—	99,87
»	44	Гранодиорит	65,41	0,62	16,47	1,21	3,11	0,08	1,78	3,05	3,39	3,36	0,25	0,49*	—	99,22
»	12	Гранит	69,48	0,37	15,88	0,98	1,61	0,04	0,86	2,13	3,80	3,69	0,24	1,08*	—	100,16

*H₂O — общая.

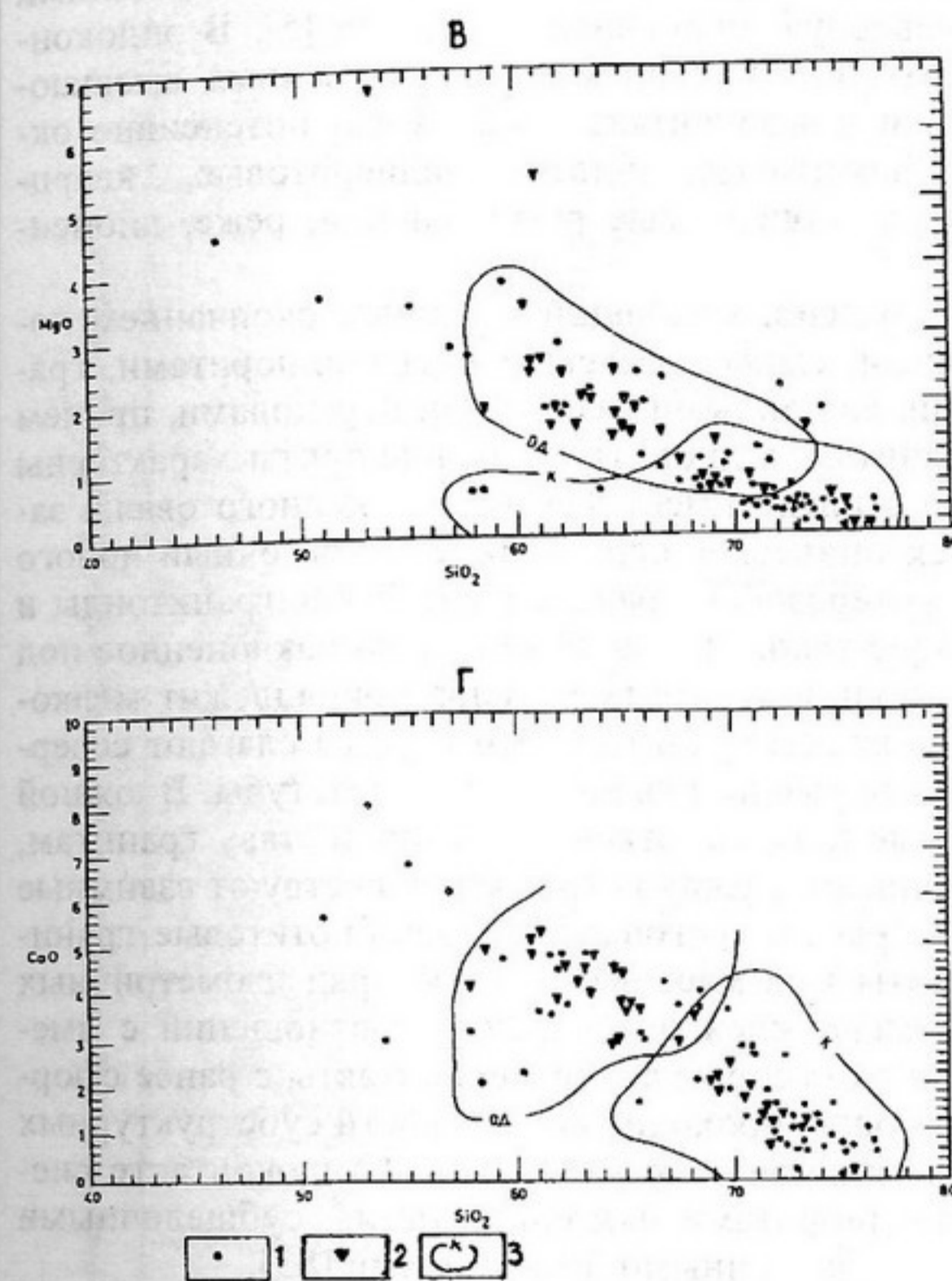
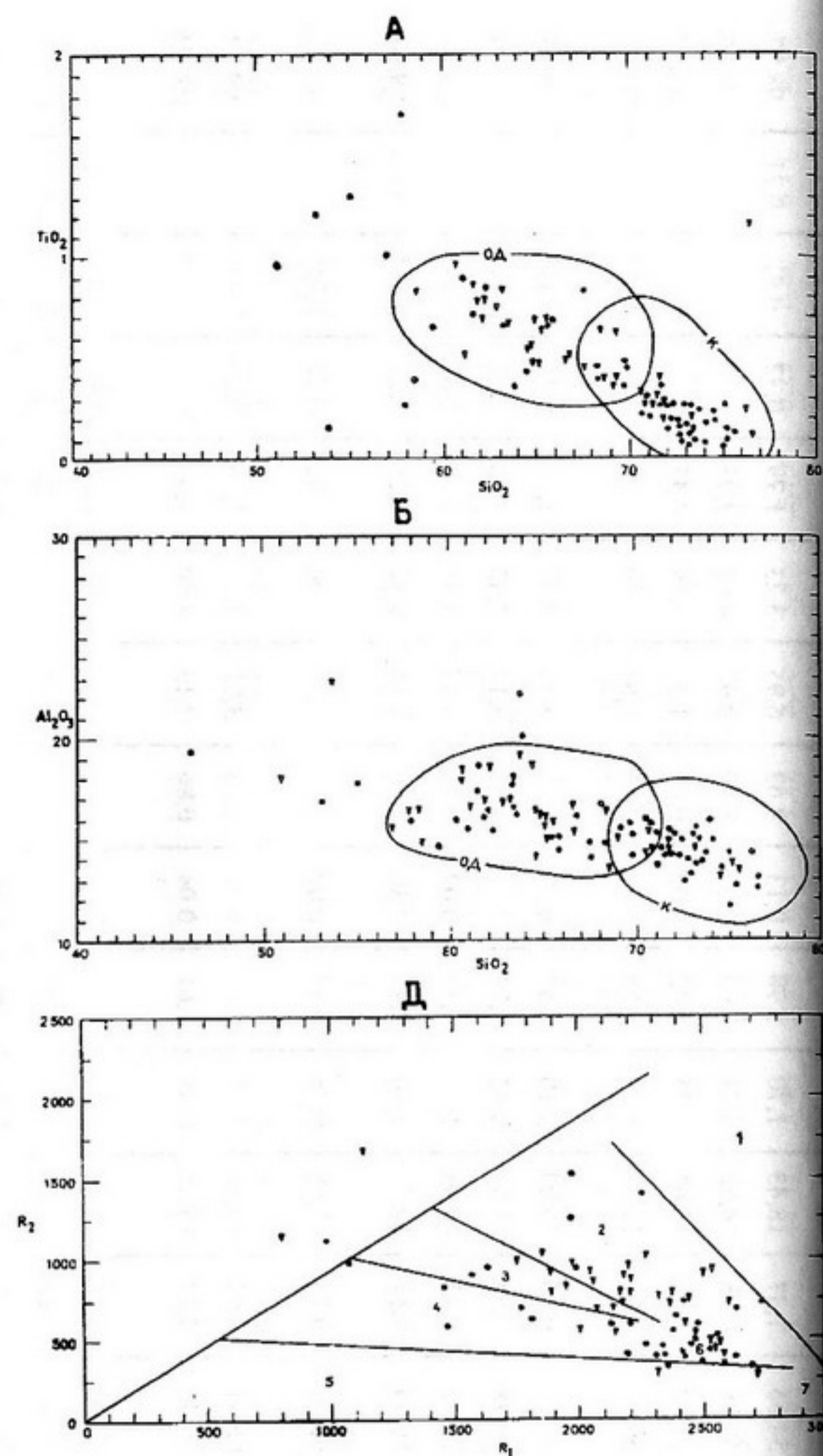


Рис. 6. Положение фигуративных точек химического состава раннемеловых гранитоидов (вес. %).

1 — габбро-диорит-гранитовая формация; 2 — чукотский комплекс на диаграммах соотношения TiO_2/SiO_2 (А), Al_2O_3/SiO_2 (Б), MgO/SiO_2 (В), CaO/SiO_2 (Г); 3 — граница полей эталонных химических составов гранитоидов разных геодинамических обстановок: К — коллизионных, ОД — надсубдукционных [21, 57, 58, 59]; Д — фигуративные точки химических составов гранитоидов чукотского комплекса и габбро-диорит-гранитовой формации на диаграмме Bowden—Batchelor (типичные обозначения геодинамических полей на рис. 4).

Среди расположенных к востоку от массива Тенианый более мелких тел самым сложным по строению является Ярармывеевский массив, вмещающими для которого служат метаморфизованные терригенно-карбонатно-сланцевые породы протерозойско-раннепалеозойского возраста. В его составе главенствующая роль принадлежит мелкозернистым кварцевым диоритам и диоритам [34].

Чисто гранитные интрузии Итеньюргенской группы сложены среднезернистыми биотитовыми лейкогранитами, переходящими в эндоконтакте в мелкозернистые порфировидные разновидности [85]. Наиболее крупный из этой группы массив имеет в плане форму субмеридионально вытянутого овала. Западная часть массива имеет в плане форму субмеридионально вытянутого овала. Западный контакт с вмещающими метаморфитами пенкигнейской серии крутой (70—80°), наклоненный под интрузию, восточный — более извилистый и пологий (40°), наклоненный в сторону вмещающих карбонатных отложений нижнего карбона. В эндоконтактной зоне, осложненной серией ступенчатых

сбросов, наблюдаются многочисленные ксенолиты вмещающих пород [33]. Граниты характеризуются повышенными концентрациями бериллия и содержат акцессорный касситерит. В экзоконтакте имеются линзы скарированных мраморов и линейные зоны кварц-мусковитовых грейзенов с повышенными концентрациями олова [85].

Среди коллизионных гранитоидов особое место занимает Дежневский массив площадью 125 км², продолжающийся на акваторию, где по геофизическим данным занимает площадь около 50 км². Вмещают массив существенно карбонатные породы нижнего карбона. В его строении принимают участие нехарактерные для региона нефелиновые сиениты, щелочные сиениты и кварцевые щелочные сиениты, в меньшей степени субщелочные граниты. Массив характеризуется расслоенностью с постепенной последовательной сменой меланократовых разновидностей краевых частей более лейкократовыми и щелочными по направлению к центру. Между всеми разновидностями установлены постепенные

взаимные переходы. Основная роль в строении массива принадлежит порфировидным сиенитам. Центральная часть сложена кварцевыми сиенитами и субщелочными гранитами, которые по направлению к периферии сменяются сиенитами, наиболее широко развитыми в южной части. На севере сиениты в эндоконтакте (50—100 м) сменяются нефелиновыми и нефелинсодержащими сиенитами, слагающими всю северную оконечность массива [5]. В эндоконтактной зоне нередко ксенолиты интенсивно метаморфизованных вмещающих пород. Сланцы и известняки в экзоконтакте (0,2—1 км) интенсивно окварцованы, превращены в биотитовые, биотит-кордиеритовые, кварц-диопсидовые или тремолит-кварц-диопсидовые роговики или, реже, диопсидовые скарны.

И, наконец, Лаврентьевский массив, являющийся южным окончанием полосы гранитизации в хр. Гэнканый, сложен диоритами, гранодиоритами, гранитами и кварцевыми сиенитами, связанными взаимными переходами, причем основная роль принадлежит гранитам, а диориты и гранодиориты характерны для зоны эндоконтакта. Массив в плане имеет форму удлинённого овала, западный край которого имеет тектоническое ограничение, а восточный полог погружается под вмещающие протерозойско-раннепалеозойские гранитоиды и представляет собой плитообразное тело, относительно круто наклоненное по вмещающим породам. Основная роль в строении массива принадлежит мелкозернистым биотитовым и двуслюдяным гранитам. Эти породы слагают северную часть массива. В эндоконтакте развиты гнейсовидные текстуры. В южной части развиты гибридизированные породы, отвечающие по составу гранитам гранодиоритам и кварцевым сиенитам, между которыми существуют взаимные переходы [6]. Наиболее распространены роговообманково-биотитовые граниты. Сиениты и кварцевые сиениты юга массива образуют ряд изометричных тел пластообразной формы и имеют сложную картину соотношений с вмещающими отложениями. В кровле отмечены активные контакты с ранее сформировавшимися гранитами, а подошва проходит по плоскости субструктурных надвигов, фиксируемых по маломощной зоне катаклаза. В эндоконтакте сиениты сменяются субщелочными диоритами и монцонитами, субщелочными гранитами, в единичном случае — щелочными габброидами [83].

Таким образом, особенностью формирования массивов раннемеловых гранитоидов чукотского комплекса являются преимущественно фазо-фациальные соотношения пород, слагающих эти массивы.

Лишь для Ярармаваамского массива отмечена некоторая стадийность его формирования, когда вначале внедрились диориты, сиениты, гранодиориты, связанные постепенными переходами, а позднее — биотитовые, двуслюдяные и биотит-амфиболовые граниты.

Для пород чукотского комплекса характерно наличие большого числа порфиробласт полевого шпата, достигающих 10—12 см в длину, иногда с включениями биотита. Количество порфиробласт резко возрастает в краевых частях массивов (до 40—60%), они также присутствуют и в ксенолитах вмещающих пород, что обусловлено их метасоматическим происхождением.

Максимальное увеличение роли щелочных пород, кварцевых сиенитов и монцонитов фиксируется на участках, где вмещающими являются карбонатные и глинистые породы среднего палеозоя.

Экзоконтактные зоны часто сопровождаются мигматизацией, но не несут следов динамического воздействия. Все это свидетельствует о происхождении гранитоидов комплекса за счет переплавления пород рамы.

Таблица 9

Средние химические составы раннемеловых гранитоидов чукотского комплекса

Источники	Количество проб	Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
Цуканов Ю. В., 1988	2	Кварцевый сиенит	61,40	0,88	18,42	1,03	4,07	0,11	2,47	4,83	3,19	3,80	—	—	100,20
»	4	Кварцевый сиенит	62,61	0,80	17,07	1,16	3,93	0,07	2,19	4,58	3,01	3,73	—	—	99,15
»	9	Гранит	71,01	0,26	14,00	1,79	1,34	0,06	0,36	0,76	4,47	4,80	—	—	98,85
»	11	Граносиенит	66,38	0,45	15,76	1,63	2,41	0,09	0,68	1,69	3,99	5,23	—	—	98,31
»	2	Щелочной граносиенит	70,70	0,23	14,45	0,82	0,80	0,02	0,65	1,25	2,81	7,30	—	—	99,03
»	3	Сиенит	57,58	0,91	15,21	2,11	3,69	0,13	3,73	5,11	2,56	7,99	—	—	99,02
»	5	Нефелиновый сиенит	56,11	0,22	20,67	1,74	2,05	0,08	0,73	3,08	3,80	10,08	—	—	98,56
Крюков Ю. В., 1987	1	Кварцевый сиенит	62,26	0,84	15,35	2,22	4,31	0,15	1,93	3,75	3,28	3,87	0,22	0,34	100,20
»	1	Гранит	71,22	0,29	15,85	—	1,98	0,03	0,70	1,61	3,77	4,37	0,55	0,10	100,42
Крюков Ю. В., 1980	2	Кварцевый монцонит	61,53	0,86	17,26	2,39	2,75	0,12	1,94	4,75	3,34	3,26	0,25	0,32	100,07
»	3	Сиенит	57,77	1,70	16,38	1,09	4,75	0,15	2,75	4,17	3,01	4,31	2,29	0,36	98,73
»	1	Гранит	68,44	0,64	14,76	1,80	1,16	0,08	1,40	3,60	3,14	3,18	0,88	0,10	99,28
»	4	Лейкогранит	73,71	0,22	14,19	0,33	1,20	0,03	0,36	1,29	3,03	5,42	0,34	0,05	100,17
»	24	Двуслюдяной гранит	73,68	0,16	14,68	0,34	1,11	0,03	0,27	0,69	2,75	5,00	1,01	0,09	99,81
»	15	Амфибол-биотитовый гранит	70,62	0,37	15,03	0,51	2,10	0,05	0,68	1,79	3,37	4,55	0,60	0,12	99,79
Борзаконский Ю. А., 1968	3	Гранит	72,65	0,21	14,73	0,06	1,30	0,01	0,63	1,23	3,15	5,08	0,36	—	99,41

По химическому составу (табл. 9) породы чукотского комплекса относятся к породам нормального или субщелочного ряда калиево-натриевой специализации, весьма высокоглиноземистым.

На рис. 6 фигуративные точки пород чукотского комплекса попадают в поле эталонных гранитоидов коллизионных обстановок. На диаграмме R_1-R_2 большинство фигуративных точек пород чукотского комплекса сосредоточено в секторе 6, отвечающем синколлизийным обстановкам. Граниты чукотского комплекса характеризуются повышенными содержаниями Sn, W, Be, Li, Ta, Nb [85].

Возраст гранитоидов чукотского комплекса определяется их геологическим положением: они прорывают палеозойские образования и в свою очередь прорваны поздне меловыми гранитами. К-Аг датировки возраста сиенитов и гранодиоритов Нэттвеевского массива составили 98—108 млн лет [27], гранитов Лаврентьевского массива — 99—103 млн лет [42], сиенитов Дежневского массива — 94—108 млн лет [13], гранитов Итеньюргенского, Пучевеевского и Ярырмывеевского массивов — 79—106 млн лет [34]; массива Тенианый: диоритов — 104 млн лет, гранитов — 79—101 млн лет [26].

С гранитоидами чукотского комплекса установлена парагенетическая связь оловянно-вольфрамового, молибденового и бериллиевого оруденения.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Поздне меловые интрузии на рассматриваемой территории представлены гранитоидами (γK_2), комагматичными поздне меловым эффузивам леурваамской свиты. Это образования монцонит-гранодиорит-гранит-лейкогранитовой формации (леурваамский и провиденский комплексы [72]), слагающие несколько крупных массивов (Провиденский, Нуныамский), множество мелких штоков или лакколлитов (Асыройский, Иквытыгинский, Анкайский, Эумосский, Умколеутский и др.) и сравнительно крупные тела субвулканических риолитов и дацитов.

Гранитоиды Провиденского массива представлены однообразными биотитовыми и биотит-амфиболовыми крупно- и среднезернистыми гранитами, по химическому составу отвечающими гранитам нормального ряда, калиево-натриевого типа щелочности при незначительном преобладании К над Na или их равенстве (табл. 10). В подчиненном количестве встречаются гранодиориты и кварцевые диориты, связанные между собой и с гранитами постепенными переходами, причем биотитовые разности преобладают. Вмещающими для гранитоидов Провиденского массива являются ранне меловые гранитоиды эффузивы леурваамской свиты. Эндоконтактовые изменения незначительны, выражаются в увеличении меланократовости пород, появлении порфировых выделений ортоклаза (до 2 см). Экзоконтактовые изменения проявлены слабо — окварцевание, эпидотизация и ороговикование в зоне, редко превышающей десятки метров [68].

Нуныамский массив, занимающий около 350 км² на суше и продолжающийся за ее пределы на акваторию, имеет в плане вытянутую в северо-западном направлении близкую к овальной форму [81]. Вмещают массив метаморфиты пенкигнейской серии и известняки девона. Кровля пологая с извилистыми контактами, полого падающими под вмещающие породы. Экзоконтактовые изменения

проявлены на обширных площадях. В строении массива основная роль принадлежит среднезернистым слабопорфировидным биотитовым гранитам. В апикальных его частях возле провеса кровли (известняки девона) развиты меланократовые биотит-роговообманковые гранодиориты, монцониты и кварцевые диориты.

В строении более мелких массивов основная роль принадлежит мелкозернистым биотитовым гранитам. Гибридные породы эндоконтактовой фации, характерные для крупных массивов, здесь практически отсутствуют, вероятно, в связи со значительной крутизной контактов. Масштаб экзоконтактовых изменений вмещающих зависит от крутизны контакта, достигая ширины в несколько километров при наклоне контактов в 20—30° и первых десятков метров при наклоне более 30° [68, 81]. Наиболее интенсивно изменены мраморы пенкигнейской серии и известняки девона с появлением зон пироксен-гранатовых, эпидот-гранатовых, реже магнетит-гранатовых скарнов мощностью 50—100 м. По меловым эффузивам развиваются биотитовые роговики шириной до 50 м, сопровождающиеся слабым окварцеванием, эпидотизацией и хлоритизацией [68, 81].

Лейкограниты (румилетский комплекс [64, 68], провиденский комплекс [72]) слагают периферические части крупных массивов либо серию более мелких тел. Наиболее широко они распространены в Провиденском массиве, где слагают участки площадью до 80 км². Основная роль в строении этих участков принадлежит лейкократовым пегматоидным гранитам с характерными миароловыми пустотами (до 1 см в поперечнике). По мере приближения к контакту в лейкогранитах возрастает количество биотита и появляется роговая обманка. Собственно эндоконтактовые разности представлены аплитовидными гранитами и (или) гранит-порфирами. Значительно реже в эндоконтакте развиты сиениты, кварцевые сиениты и монцодиориты [6]. В. А. Казинский считает, что появление лейкогранитов в Провиденском массиве связано с проявлениями щелочного и кремнещелочного метасоматоза, так как на водоразделе Милет—Румилет отмечены постепенные переходы от нормальных гранитов к существенно калиевым и пегматоидным разновидностям, к кварцевым сиенитам, сиенитам и монцодиоритам [67, 68].

В мелких штоках и небольших лакколитах (Аанранский, Иквытыгинский, Анкайский и др.) лейкограниты на коротком расстоянии переходят в микрограниты, гранит-порфиры, реже кварцевые сиенит-порфиры и сиениты. В эндоконтакте появляются биотитовые граниты и гранодиориты.

Экзоконтактовые зоны (0,1—2 км) сложены сильно окварцованными и эпидотизированными эффузивами, которые на первых метрах превращены в биотитовые роговики [26, 33, 44].

По химическому составу (табл. 10) лейкограниты попадают в семейство умереннощелочных высокоглиноземистых пород К-Na серии, в которых калий резко преобладает над натрием. На рис. 7 фигуративные точки этих пород попадают в поле гранитоидов зон растяжения.

Поздне меловые субвулканические дациты (ξK_2) и риолиты (λK_2) слагают ряд штоков, пластовых тел и даек, пространственно связанных с эффузивами леурваамской свиты, а на отдельных участках — периферические части описанных выше массивов. Штоки в плане сложные по конфигурации, контакты преимущественно интрузивные, крутопадающие, иногда выполаживающиеся с секущими апофизами в сторону вмещающих верхне меловых пород. Сложены они риолитами и дацитами с характерными

Химические составы позднемиоценовых интрузивных и субвулканических пород

Таблица 10

Источник	Тип	Количество проб	Название породы	SiO ₂	TiO ₂	интрузивных и субвулканических пород									
						Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
Романова С. Г., 1969	2	1	Гранит	72,65	0,22	14,73	0,09	1,30	—	0,63	1,23	3,15	5,08	—	99,08
Романова С. Г., 1970	2	1	Умереннощелочной гранит	70,48	0,28	15,28	1,00	1,21	—	0,51	1,58	2,35	5,85	—	98,54
Крюков Ю. В., 1987	2	1	Гранит	72,43	0,18	14,83	0,33	1,64	—	0,46	0,73	3,85	4,67	—	99,12
»	2	1	Гранит	72,45	0,43	13,89	0,39	2,23	—	0,66	0,92	3,08	4,62	—	98,25
»	2	1	Гранит	71,32	0,15	14,48	0,74	1,47	—	0,37	1,23	3,53	4,94	—	98,23
Казинский В. А., 1968	2	1	Лейкогранит	75,06	0,10	13,24	1,32	0,61	0,02	0,12	0,24	3,96	4,90	0,04	99,61
Тынанкергав Г. А., 1989	2	1	Лейкогранит	77,10	0,13	12,69	0,29	1,36	0,07	0,14	0,20	3,48	4,18	0,01	99,65
»	2	1	Лейкогранит	74,55	0,21	13,20	0,60	1,29	0,04	0,28	0,40	3,93	4,80	0,05	99,30
»	2	1	Лейкогранит	75,14	0,13	13,48	0,43	0,83	0,04	0,28	0,40	3,80	4,56	0,02	99,11
Дорофеев В. К., 1988	2	6	Лейкогранит	75,57	0,06	13,69	1,00	0,35	0,03	0,57	0,59	3,90	4,62	—	100,38
»	2	9	Лейкогранит	75,31	0,05	13,78	0,88	0,47	0,03	0,31	0,68	3,85	4,60	—	99,96
Романова С. Г., 1970	1	1	Гранит	68,30	0,45	14,01	1,91	2,09	—	1,44	3,27	3,61	3,94	—	99,02
Недомолкин В. Ф., 1978	1	1	Кварцевый сиенит	61,10	0,91	15,91	2,52	3,82	—	2,12	3,96	3,59	4,19	—	98,12
»	1	1	Гранит	67,71	0,55	16,11	1,00	2,67	—	1,35	2,10	4,11	3,78	—	99,38
Романова С. Г., 1970	1	1	Щелочной сиенит	64,54	0,48	18,58	0,96	2,11	—	1,07	3,18	5,37	2,25	—	98,54
»	1	1	Гранит	70,83	0,20	15,53	0,68	1,26	—	0,80	2,93	3,47	3,45	—	99,15
Недомолкин В. Ф., 1978	1	1	Гранит	68,30	0,45	14,01	1,91	2,09	0,08	1,44	3,27	3,61	3,94	—	99,10
»	1	1	Гранит	70,18	0,32	15,21	0,84	1,65	0,01	1,24	1,81	4,12	3,96	—	99,34
Дорофеев В. К., 1988	1	12	Гранит	69,48	0,37	15,88	0,98	1,61	0,04	0,86	2,13	3,80	3,69	—	98,82
Дорофеев В. К., 1998	1	3	Кварцевый монзонит	59,23	0,77	18,64	1,67	4,25	0,10	2,55	5,60	2,56	3,06	—	98,43
»	1	15	Кварцевый диорит	64,48	0,54	16,29	1,72	2,81	0,09	2,08	4,40	3,17	2,94	—	98,52
Казинский В. А., 1968		1	Трахит	64,39	0,76	16,41	2,34	2,37	0,08	1,50	2,68	3,32	4,37	0,20	98,42
»		1	Риолит	75,17	0,16	14,13	—	1,54	0,07	0,28	0,30	3,01	4,49	0,01	99,16

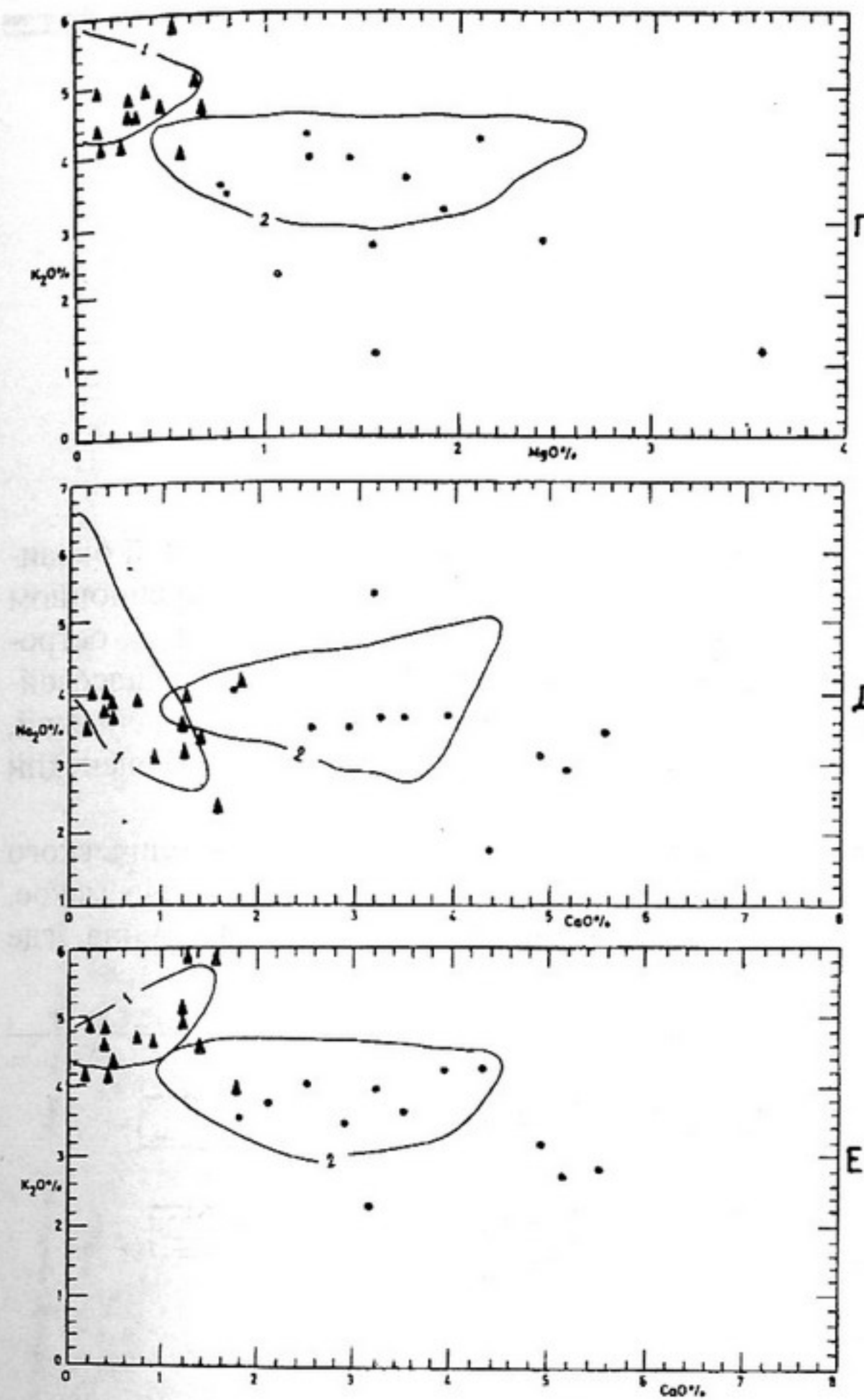
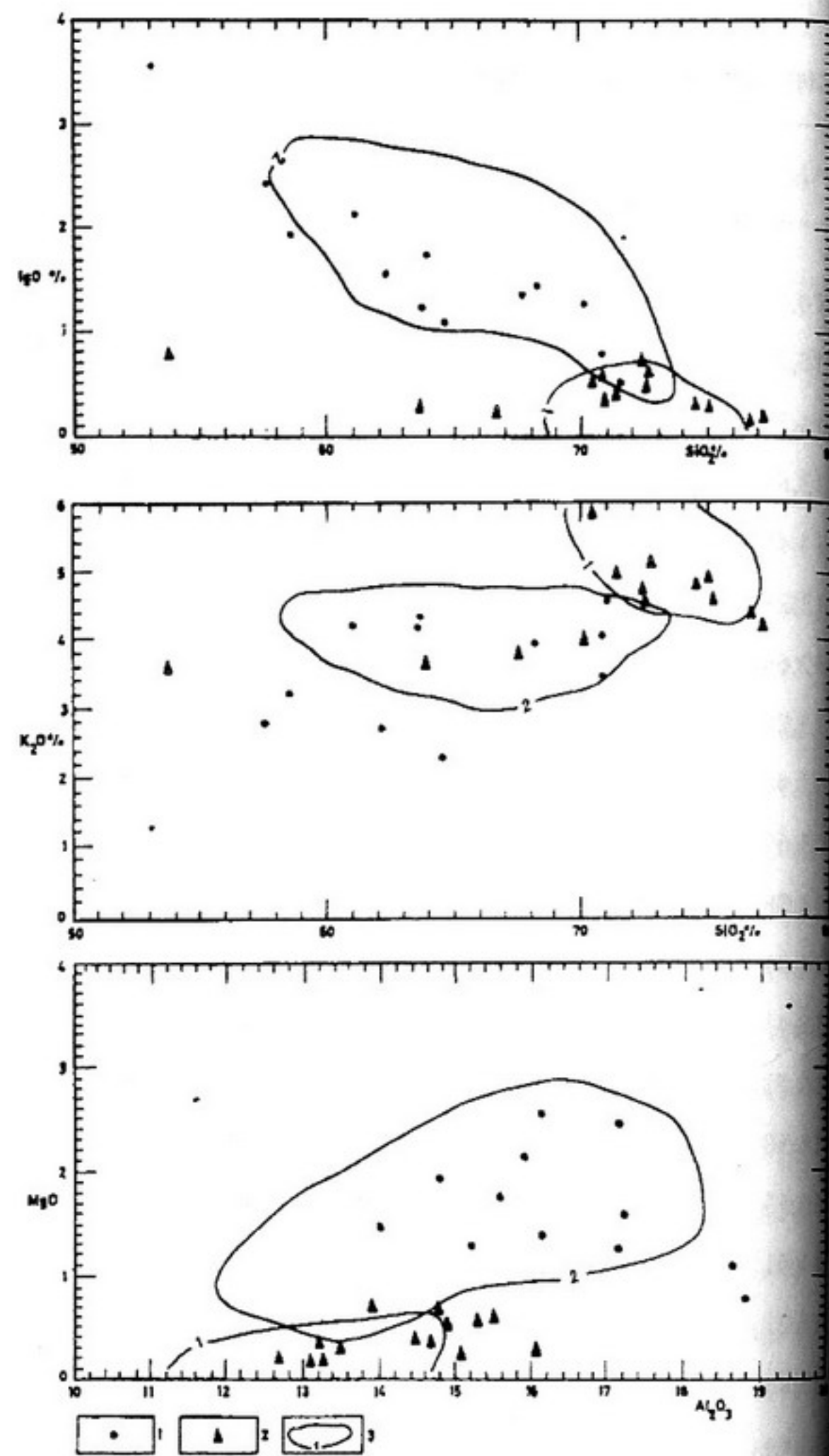


Рис. 7. Положение фигуративных точек химического состава (вес. %) позднемеловых гранитоидов на диаграммах соотношения.

A — MgO/SiO_2 , *B* — K_2O/SiO_2 ,
B — MgO/Al_2O_3 , *Г* — K_2O/MgO ,
Д — Na_2O/CaO , *E* — K_2O/CaO . 1 —
гранитоиды гранит-щелочной гранит-трахириолитовой формации; 2 — гранитоиды гранит-риолитовой формации; 3 — границы полей эталонных химических составов гранитоидов разных геодинамических обстановок: областей растяжения (1) и активных окраин (2).

выраженная зональность от центра к периферии, выраженная в последовательной смене флюидалных разностей сферолоидными и брекчиевидными.

По химическому составу субвулканические породы идентичны комагматичным эффузивам леурваамской свиты позднего мела (табл. 10).

Позднемеловой возраст описанной выше магматической формации определяется тесной пространственной и генетической связью ее с позднемеловыми эффузивами. Радиологический возраст, определенный К-Аг методом, колеблется от 95 до 58 млн лет [26, 64, 68, 26a].

переходами к гранит-порфирам и гранодиорит-порфирам [92]. В некоторых телах намечается определенная зональность, выраженная в фациальных переходах от мелкопорфировых разностей центральных частей к сферолитовым и флюидалным на периферии тела. Иногда дайки риолитов образуют пояса (до 2 км при ширине 3—4 км (на карте показаны единым телом). Отдельные дайки внутри пояса имеют мощность 10—50 м и протяженность не менее 1 км. Контакты даек крутопадающие, субвертикальные. Встречаются фациальные переходы лейкогранитов в центре в субвулканические сферолитовые риолиты в эндоконтакте [5].

В Рэкырском субвулканическом массиве наблюдались переходы мелкопорфировых и флюидалных дацитов в пузыристые полосчатые дациты леурваамской свиты [33]. Субвулкан имеет в плане извилистую сложную форму и морфологию. Южный контакт круто наклонен под массив, северный — полого погружается во вмещающие верхнемеловые эффузивы леурваамской свиты. Отмечается неясная

ТЕКТОНИКА

Рассматриваемый район является частью турон-миоценовой активной окраины невадийского типа, заложившейся на Корякско-Чукотском аккреционном поясе, куда кроме комплексов палеозойских, триасовых и раннемеловых островодужных систем при амальгамации включены докембрийско-раннепалеозойские комплексы Чукотско-Сьюардского микроконтинента (блоки Кооленьский, Нешканский и Гэнканый) и его палеозойского чехла (Чегитунский и Уэленский блоки) (рис. 8).

Турон-эоценовые структуры Берингоморского вулканоплутонического пояса хорошо сохранились на западе территории (Провиденское, Ионивеемское, Игельвеемское и Чаплинское поля) и фрагментарно — на п-ове Дауркина, где

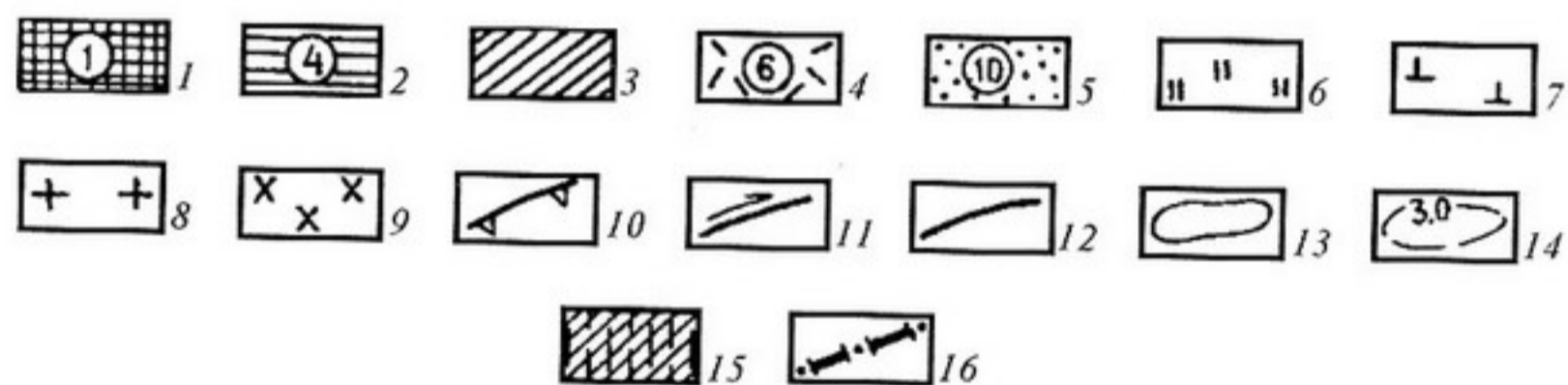
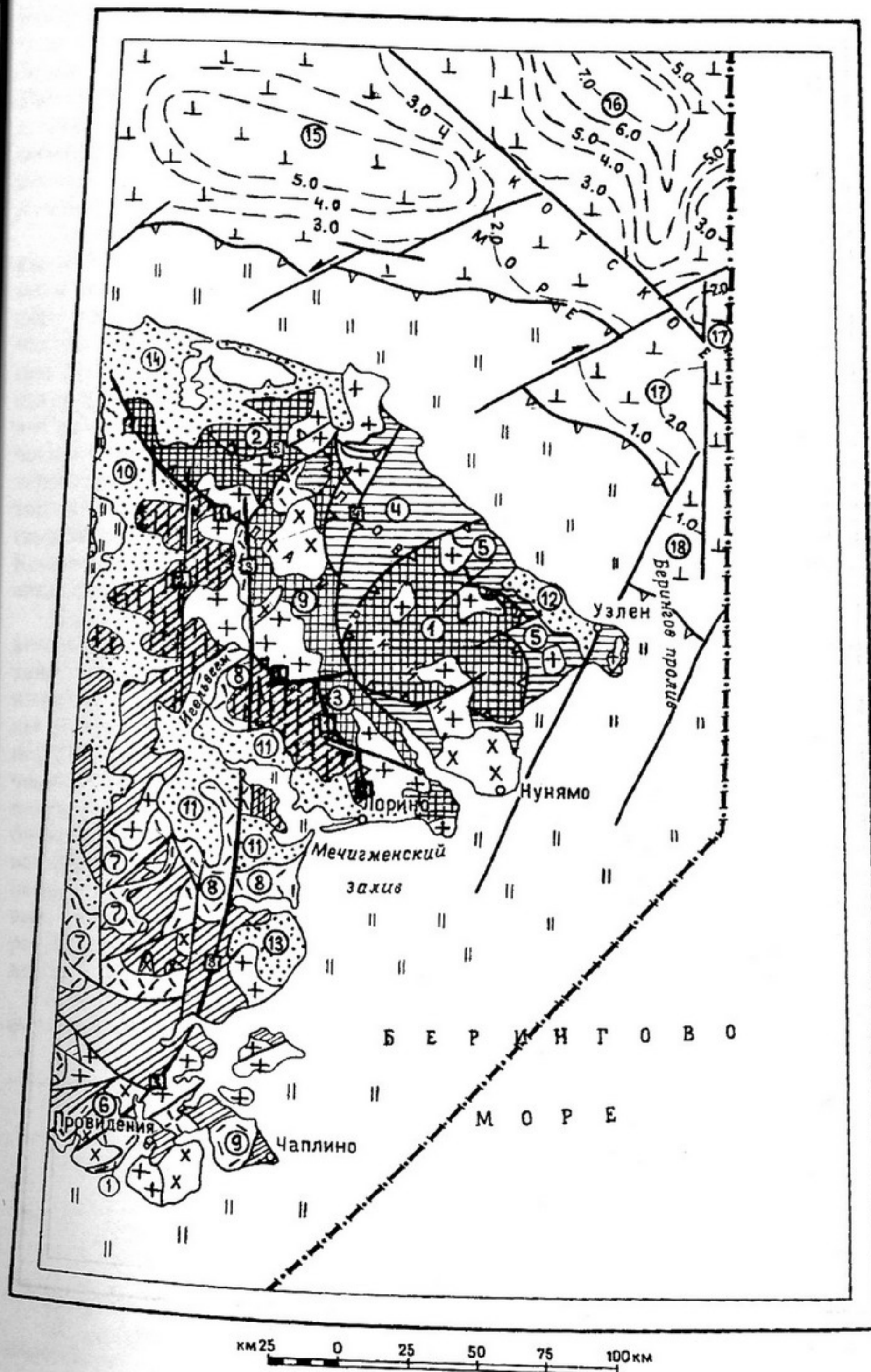
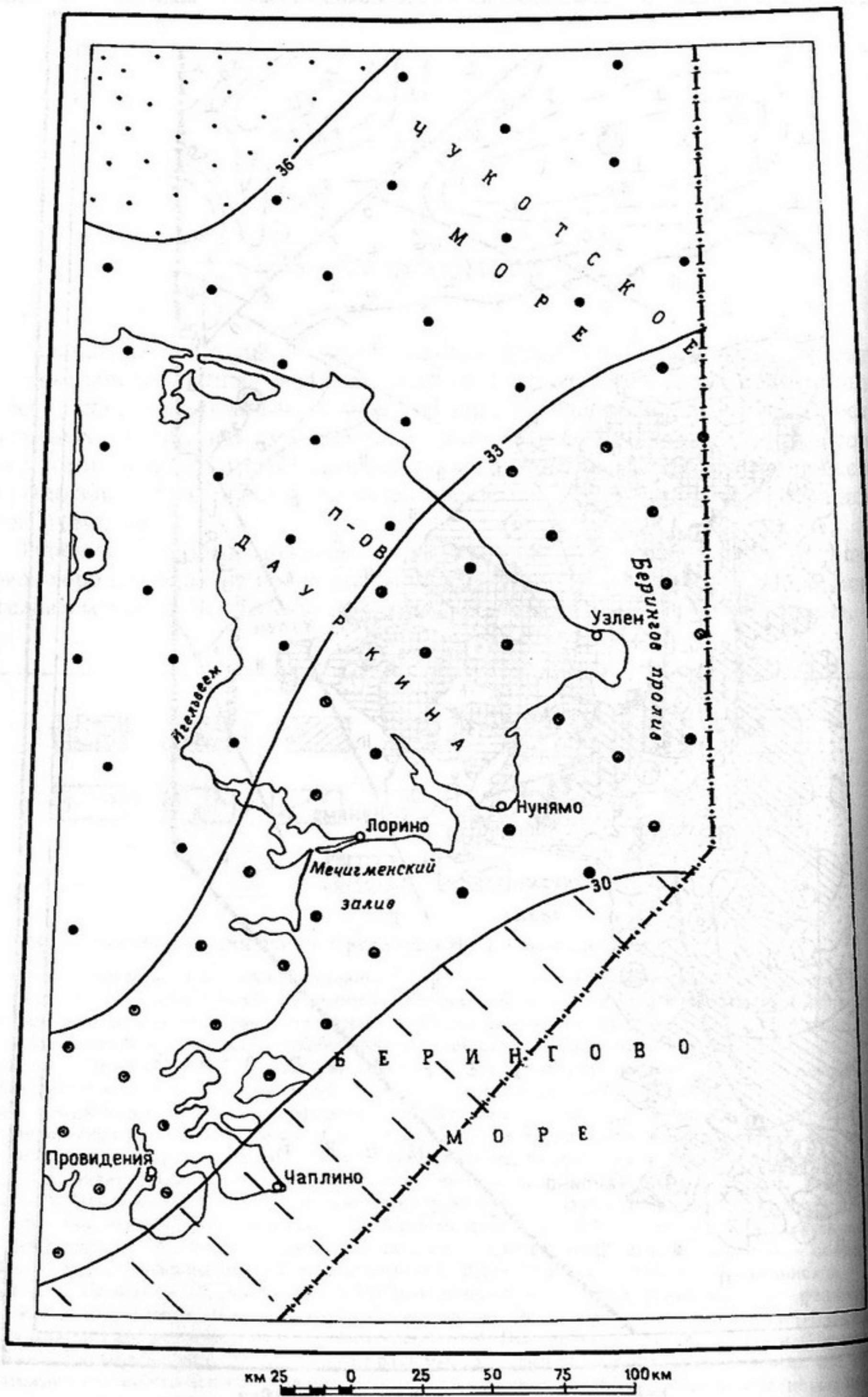


Рис. 8. Тектоническая схема. Составила Е. П. Сурмилова.

1—3 — Корякско-Чукотский аккреционный пояс: 1—2 — структуры Чукотско-Сьюардского микроконтинента: 1 — блоки докембрийско-раннепалеозойского основания — формации метаморфических комплексов амфиболитовой фации метаморфизма (Кооленьский — 1, Нешканский — 2, Гэнканый — 3); 2 — блоки палеозойского чехла — карбонатно-терригенные и карбонатные формации шельфа (Чегитунский — 4, Уэленский — 5); 3 — структуры дотуронской амальгамации, сложенные вулканогенными, вулканогенно-терригенными и карбонатно-терригенными комплексами палеозойских, триасовых и раннемеловых островодужных систем, включая и задуговые бассейны, комплексы ультрамафитов обдуцированной океанической коры; 4 — структуры турон-миоценового Берингоморского вулканоплутонического пояса невадийского типа — вулканические, вулканотерригенные формации верхнего мела — палеоцена, миоцена (вулканические поля: Провиденское — 8, Чаплинское — 9); 5—7 — наложенные структуры: 5 — эоплейстоцен-голоценовые внутриконтинентальные впадины (Колючинская — 10, Мечигменская — 11, Инчоунская — 12, Гэтлянгенская — 13, Нешканская — 14); 6—7 — современные акватории Чукотского и Берингова морей: 6 — современный шельф, 7 — впадины мезозойско-кайнозойского Южно-Чукотского прогиба (Колючинская — 15, Хоуп — 16, Селавик — 17, Дежневская — 18); прочие знаки: 8—9 — тела гранитоидов: 8 — раннемеловых, 9 — позднемеловых; 10—12 — разрывные нарушения: 10 — взбросо-надвиговые зоны (Игельвеемская Лоренская шовная коллизионная — 1, Чегитунская — 4, Нешканская — 5); 11 — сдвиги (Ионивеемский — 2, Игельвеемский — 3); 12 — прочие разломы; 13 — границы структур и интрузивных тел; 14 — стратонизогипсы акустического фундамента (км); 15 — Колючинско-Мечигменская зона повышенной плотности и аномальной сейсмичности; 16 — Государственная граница.





имеются лишь отдельные покровы верхнемеловых эффузивов и многочисленные тела позднемеловых гранитоидов. Наиболее молодыми структурами являются эоцен-голоценовые прибрежно-морские впадины (Колючинская, Мечигменская, Инчоунская, Гэтлянгенская и Нешканская) и прилегающие к ним современные шельфы Чукотского и Берингова морей Алеутского задугового бассейна. В основании современного шельфа Чукотского моря залегают структуры мезозойско-кайнозойского Южно-Чукотского прогиба: Колючинская, Хоуп, Селавик и Дежневская впадины [86а].

Долгое время господствовало представление В. Ф. Белого о существовании Эскимосского срединного массива (Сенявинское и Кооленское поднятия), занимающего площадь значительно шире рассматриваемой территории, кристаллическое основание которого перекрыто рифей-палеозойским глинисто-карбонатным чехлом. В этих представлениях превалировала аксиома о вертикальных движениях при полной невозможности горизонтальных. Эскимосский массив рассматривали как изостатически уравновешенную структуру и считали, что все метаморфиты — это выведенное на дневную поверхность вертикальными движениями кристаллическое основание. Однако последние материалы по геофизическим полям на этой территории, а также наземные наблюдения [55] позволяют усомниться в такой интерпретации этой структуры. Предполагается, что Сенявинское поднятие — амальгамированные фрагменты палеозойских и мезозойских островодужных систем, а Кооленский блок — деформированный микроконтинент в Корьякско-Чукотской аккреционной области.

Под «Эскимосским массивом» в настоящее время фиксируется утоненная континентальная кора (25—30 км), которая деформирована в мезозойско-кайнозойское время с образованием многочисленных гранито-гнейсовых и гранитоидных куполов ранне- и позднемелового возраста. Метаморфические породы по определению радиологического возраста являются разновозрастными минеральными ассоциациями, сформировавшимися в разных тектоно-магматических обстановках [26а]. В мраморах пенкигнейской серии имеются остатки палеозойских конодонтов. Палеозойские образования слагают самостоятельные блоки и вполне могут оказаться не чехлом Эскимосского массива, а аккрецированными в раннемеловое время блоками карбонатных платформ. Перераспределение глубинного вещества разной плотности осуществляется с участием вихревых, турбулентных процессов, возникающих при постоянно действующих ротационных силах, отраженных в современном положении геофизических полей (рис. 9).

В области, где еще не сформировалась мощная зрелая континентальная кора, фиксируется система разновозрастных разнонаправленных сдвиговых переме-



Рис. 9. Схема рельефа поверхности Мохоровичича.
1 — стратоизогипсы поверхности Мохоровичича; 2 — интервалы глубин залегания поверхности Мохоровичича.

щений, сопровождающихся при разной скорости движения блоков взбросо-надвиговыми зонами в условиях сжатия и раздвиговыми зонами в обстановке локального растяжения.

Присдвиговые растяжения в сенон-миоценовое время были главной причиной формирования Берингоморского вулканоплутонического пояса невадийского типа (Анадырско-Бристольского — по В. В. Иванову, Берингийского — по Е. К. Устиеву).

КОРЯКСКО-ЧУКОТСКИЙ АККРЕЦИОННЫЙ ПОЯС

Структуры Чукотско-Сьюардского микроконтинента

На п-ове Дауркина прослеживается покровно-чешуйчатый ансамбль довольно крупных блоков. Самый высокий хр. Гэнканый в этом ансамбле представлен куполообразными раннемеловыми гранитоидами с очень пологой кровлей, сложенной докембрийско-раннепалеозойскими гнейсогранитами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и гранитогнейсами этельхвылеутской серии, метаморфизованными палеозойскими образованиями.

Игельвеевско-Лоринская система взбросо-надвиговых дислокаций тесно связана с Игельвеевским субмеридиональным сдвигом (динамопара сдвиг-надвиг). Она отделяет блок Гэнканый от Игельвеевского вулканического пояса Берингоморского пояса и от поздне триасовой структуры *lit par lit*, расположенных западнее. Эта взбросо-надвиговая система вытянута в север-западном направлении, имеет дугообразную форму, обращенную выпуклостью на юго-запад, и разбита серией более мелких сдвигов на сегменты. Система более древних, а возможно и синхронных, но разноориентированных сдвигов блок разбит на серию блоков более мелкого порядка, надвинутых друг на друга. На севере блок Гэнканый перекрыт Нешканскими тектоническими пластинками, полого наклоненными на север. На карте магнитного поля по подошве блока Гэнканый проводится граница Мечигменской и Уэленской аномальных областей, куда и входит большая часть блока. Сам блок характеризуется неким отрицательным магнитным полем с небольшими аномалиями на участках распространения амфиболитов пенкигнейской серии. Специальное изучение образцов раннемеловых гранитов чукотского комплекса подтвердило их неамагнитность, чего не скажешь о надсубдукционных раннемеловых диоритах, габброидах.

С востока на блок Гэнканый надвинут Чегитунский (Велькильский) блок, имеющий в плане треугольную форму.

Вторым крупным блоком метаморфических пород является Кооленский аллохтон, в подошве которого фиксируются бластомилониты, бластокатаклазиты, кристаллические сланцы этельхвылеутской серии, испытывающие в зоне тектонического шва регрессивный динамометаморфизм зеленосланцевой и эпидиоритовой зеленосланцевой фаций [79]. Аллохтон имеет изометричную форму диаметром около 60 км, сложен протерозойскими—раннепалеозойскими породами этельхвылеутской и пенкигнейской серий с меловыми гнейсо-гранитными и гранитными куполами. На юге, на восточном побережье зал. Лаврентия, аллохтон прорван поздне меловой гранитной интрузией.

Структурный план метаморфитов характеризуется преобладанием пологих (5—20°) элементов залегания плоскостных текстур (гнейсовидность, полосчатость, кристаллизационная сланцеватость), повторяющих рисунок нижней

поверхности аллохтона. В центральной части аллохтона фиксируется сорванный гнейсо-мигматитовый купол, имеются аллохтонные пластовые тела метаультрабазитов. Все эти образования испытали ареальный метаморфизм в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации, претерпели интенсивную мигматизацию и гранитизацию, насыщены телами биотитовых и биотит-роговообманковых раннемеловых гранитов, большим количеством пегматитовых и кварцевых тел.

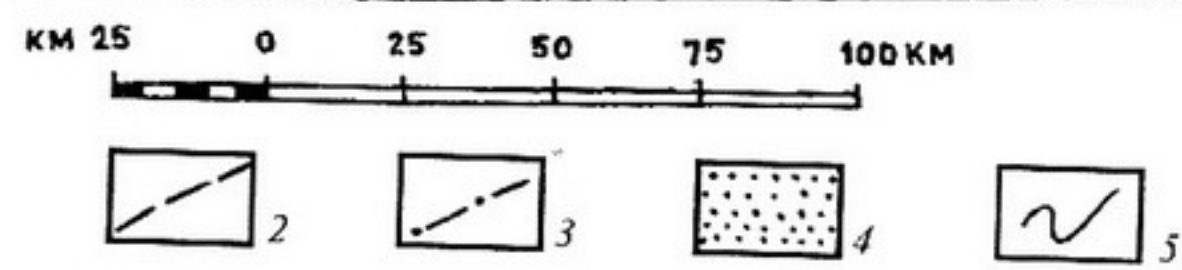
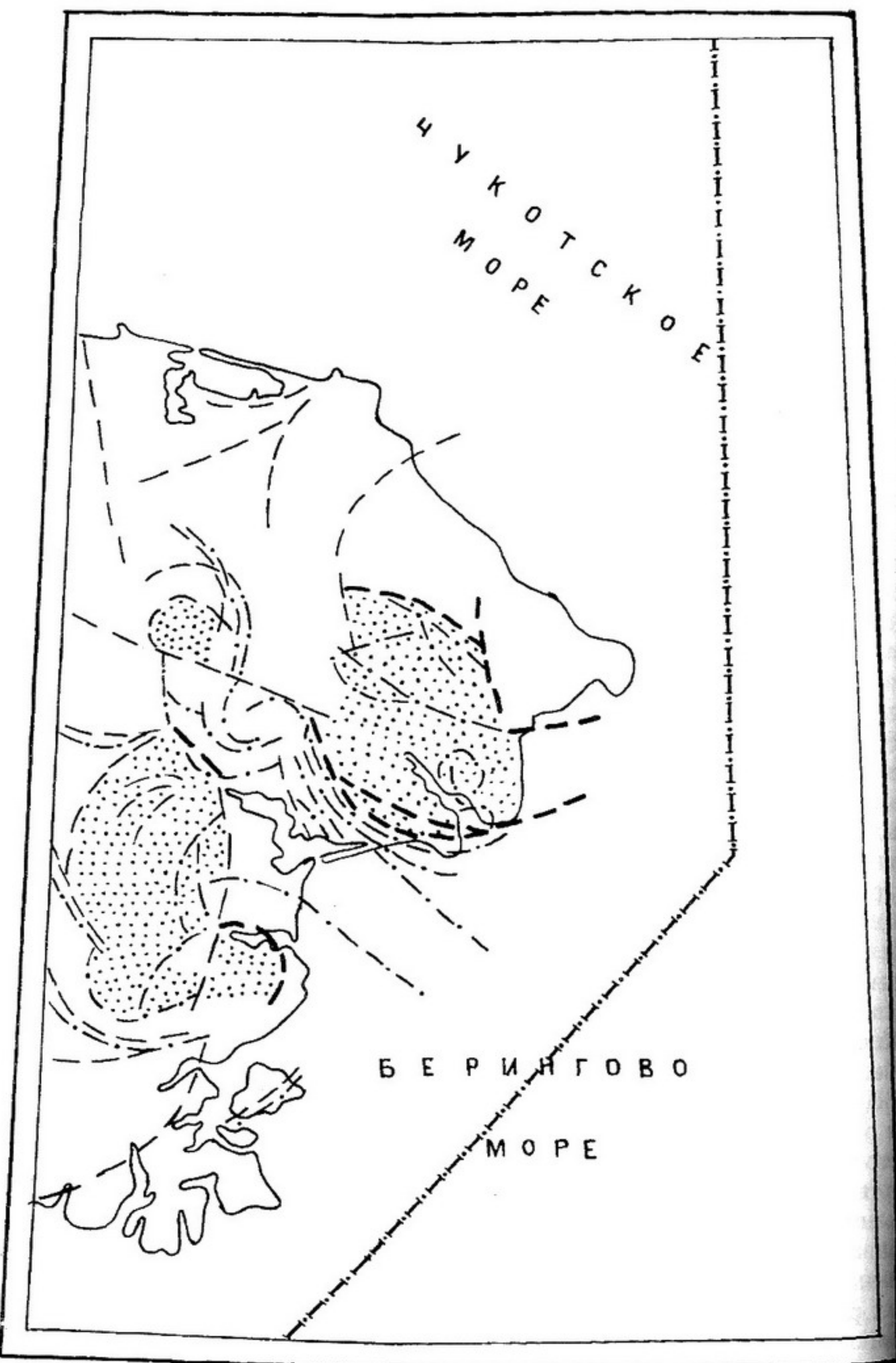
В районе оз. Коолень тектонический покров расщепляется на серию более мелких. При этом структурный план этой части характеризуется общим северо-западным и субширотным простиранием плоскостных текстур, пластов и пачек пород с падением их на юго-запад и юг, реже северо-восток и север. Углы падения варьируют от 0—30°, редко в приразломных частях до 70—80°. На этом структурном фоне постоянно отмечаются мелкие изоклинальные складки, самые крупные с амплитудой в 10—15 м. Анализ результатов массовых замеров элементов залегания плоскостных текстур позволяет выявить складки размером в первые сотни метров. Наблюдается подобие формы мелких и крупных складок, близкая ориентировка сланцеватости и полосчатости на крыльях складок. Шарниры и линейность складок, выраженные ориентировкой амфибола, биотита, агрегата зерен кварца и плагиоклаза, субпараллельны [79].

В целом все метаморфические породы рассматриваемого района (Сенявинский и Кооленский блоки) гетерогенны. Среди них присутствуют метаморфизованные карбонатно-терригенные комплексы палеозойского шельфа, вулканогенно-терригенные комплексы островодужных систем палеозоя и триаса (Сенявинский блок), а также комплексы докембрийских пород.

Постепенные переходы от неметаморфизованных пород к метаморфизованным свидетельствуют о меловой ремобилизации и формировании перечисленных выше метаморфических комплексов одновременно с формированием меловых гранитоидных тел. Сходная обстановка фиксируется на п-ове Сьюард. Идентичен и радиологический возраст ремобилизации. Возраст монацитов и цирконов из метаморфитов гранулитовой и амфиболитовой фаций на п-ове Сьюард колеблется от 91 до 104 млн лет, а на п-ове Дауркина от 94 до 104 млн лет. Радиологический возраст слюд из гранито-гнейсов тех же высокометаморфизованных комплексов, определенный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом, составляет 83—84 млн лет на п-ове Сьюард и 92—94 млн лет на п-ове Дауркина.

Кооленский аллохтон характеризуется положительной магнитной аномалией, вытянутой в субширотном направлении от верховьев р. Чегитун до р. Рыбная. Протяженность ее 60 км при ширине 5—8 км. Напряженность магнитного поля от 2 до 15,6 мЭ. В районе оз. Коолень горизонтальный градиент поля достигает 10 мЭ/км, при этом интенсивные положительные значения ΔT_a сопровождаются узкими зонами отрицательных аномалий с интенсивностью до —8,0 мЭ. Эти аномалии отражают, по-видимому, положение южных надвигов и сдвигов, разбивающих аллохтон на отдельные блоки. Более мелкие аномалии могут быть связаны с ортоамфиболитами и кварцитами с магнетитом, присутствующими в полях распространения этельхвылеутской серии. Кооленский аллохтон располагается на участке максимального современного разуплотнения континентальной коры (рис. 10).

Кооленский аллохтон несогласно перекрывает с севера Чегитунский блок, а с востока — Уэленский, сложенный палеозойскими шельфовыми карбонатными и глинисто-карбонатными образованиями, которые предыдущими исследователями рассматривались в качестве чехла Восточно-Чукотского (или Эскимосского)



срединного массива. Однако на геологических картах четко видно, что оба блока имеют самостоятельную чешуйчато-надвиговую (Чегитунский блок) или взбросо-сдвиговую структуру (Уэленский блок), никак не повторяющую структуру Кооленского аллохтона, принимаемого многими исследователями за центральную часть куполовидной структуры. Палеозойские шельфовые образования слагают в пределах блоков моноклинали либо узкие деформированные линейные и брахиформные складки. В Чегитунском блоке наблюдается пакет тектонических чешуй с падением поверхностей сместителей на юг под углом 20—40°. Часть блоков сложена ордовиком, а другая, преимущественно верхняя часть — средним—верхним девоном.

В строении Уэленского блока сдвиги и взбросо-сдвиги северо-восточного простирания разделяют моноклинали и небольшие синклинали, сложенные карбонатно-глинистыми каменноугольными образованиями. Каменноугольные образования у мыса Дежнева прорваны массивом палингенных раннемеловых щелочных пород и мелкими штоками позднемеловых гранитоидов. Над Дежневским массивом располагается эллипсоидальная положительная магнитная аномалия, совпадающая по направлению с цепочкой позднемеловых гранитоидов. Напряженность поля варьирует от 2 до 10 мЭ. На картах гравитационного поля Уэленский и Кооленский блоки имеют отрицательное гравитационное поле, в то время как в Чегитунском блоке фиксируется положительная гравитационная аномалия.

С севера описанные выше блоки перекрываются Нешканской системой взброшенных блоков с северным падением поверхности сместителя. Блоки сложены метаморфизованными породами этельхвылеутской и пенкигнейской серий, прорванных многочисленными телами гранитоидов мела.

В этой части структуры фиксируется спокойное положительное магнитное поле напряженностью до 1,0 мЭ. На его фоне проявляются отдельные, часто нечетко выраженные аномалии до 5,4 мЭ. Система разломов, ограничивающая Нешканский ансамбль с юга, выражена появлением положительной гравитационной ступени. Выходы гранитоидных тел расположены в районах минимумов гравитационного поля либо в зонах горизонтальных градиентов силы тяжести [73]. Отдельные массивы фиксируются локальными отрицательными аномалиями Δg_a . Нешканский максимум силы тяжести на побережье у пос. Нешкан отмечает, по-видимому, близость мантийного купола, способствующего интенсивным сдвиговым перемещениям в сжатом тектоническом пакете Нешканского блока, где сосредоточен максимум современных землетрясений от 4 до 7 баллов.

Структуры островодужной амальгамации

Эти структуры распространены в западной части района в пределах Чукотского нагорья, где представляют дотуронскую покровно-чешуйчатую систему, еще более усложненную в турон-эоценовое время, когда формировался Берингоморский вулканоплутонический пояс. Отличительной особенностью данных

Рис. 10. Схема структурных элементов глубинного строения континентальной коры. Составил В. И. Попов.

1—3 — фрагменты границ структур, выраженных гравитационными ступенями I порядка (1) и II порядка (2), зонами высоких градиентов и смены характера магнитного поля (3); 4 — по сейсмическим материалам; 5 — участки максимального разуплотнения верхней части коры.

структур является тектоническое совмещение блоков, сложенных структурными комплексами разных геодинамических обстановок. При амальгамации этих блоков ведущее значение имели сдвиги, сопряженные с взбросо-надвиговыми зонами.

Блоки сложены морскими карбонатно-терригенными и карбонатными, возможно с эффузивами (амфиболиты) палеозойского задугового бассейна, морскими вулканогенно-терригенными формациями задугового бассейна триасо-меловыми сформировавшимися в обстановке задугового спрединга, вулканогенными формациями известково-щелочной серии раннемеловых вулканических дуг, также тектоническими покровами и протрузиями метагипербазитов океанической коры, часто эродированными и вовлеченными в более поздние деформации. Все они слагают в пределах блоков разнонаклонные (10—60°), взброшенные друг на друга моноклинали, осложненные вблизи поверхности сместителей узкими линейными, иногда лежащими складками второго порядка часто деформированными.

Сдвиговые и взбросо-надвиговые поверхности сопровождаются динамометаморфизмом от зеленосланцевых до эпидот-амфиболитовых фаций. Дополнительные метаморфические преобразования сопровождали процессы мелово-палеогено-кайнозойской тектоно-магматической переработки.

Структуры турон-эоценового Берингоморского вулканоплутонического пояса

Выделенные вулканические поля пояса (Провиденское, Ионивеемское, Игельвеемское и Чаплинское) заложены на гетерогенном основании и сильно деформированы в конце неогена.

Ионивеемское вулканическое поле представляет собой руины позднемеловой кальдеры, занимающей наибольшую площадь в бассейне р. Ионивеем. С юга Провиденской и Чаплинской вулканических полей оно отделено серией субпараллельных дуговых разломов, являющихся обновленными в кайнозое реликтами позднемеловой кальдеры. Структура имеет овальную форму при длине около 130 км и короткой до 80 км. Северная ее часть разбита на блоки, где выделена на дневную поверхность триасовая вулканогенно-терригенная толща основания (кымынейвеемская толща), пронизанная серией пластовых тел, штокообразных низкотитанистых габброидов, и нижнемеловые андезиты островодужного комплекса. В южном обрамлении Ионивеемского вулканического поля в основании залегают преимущественно нижнемеловые островодужные андезиты. Верхнемеловые эффузивы леурваамской свиты сопровождаются позднемеловыми гранитоидными куполовидными телами и прорываются дайками основного состава нунлигранского, а возможно, и танюрерского комплекса (антидромный ряд).

Поля распространения леурваамской свиты и связанных с ними позднемеловых гранитоидов в Ионивеемском вулканическом поле характеризуются спокойными, близкими к нормальному магнитными полями. Над телами подстилающих наддукционных раннемеловых габбро отмечаются редкие положительные аномалии с интенсивностью до 19,2 мЭ. Аналогичные положительные аномалии наблюдаются и над раннемеловыми островодужными андезитами.

В Ионивеемском вулканическом поле четко выделяются две положительные аномалии магнитного поля: западная и восточная. Западная вытянута в суб-

меридиональном направлении на 30 км при ширине около 10 км. Аномалия характеризуется неоднородным строением с четырьмя максимумами ΔT_a : 5,0 мЭ, 8,8 мЭ, 10,8 мЭ и 12,5 мЭ. В краевых частях, особенно на юге, величина горизонтального градиента возрастает до 10 мЭ/км. С востока и юга аномалия ограничена полосами отрицательных значений напряженностью около 2,0 мЭ. Восточная аномалия имеет субмеридиональную ориентировку протяженностью около 20 км при ширине до 8 км. По данным гравиметрической съемки увеличение мощности кислых эффузивов сопровождается гравитационным эффектом (ионивеемский минимум).

Примыкающее с юга Провиденское вулканическое поле отличается большой деформированностью. Покровы верхнемеловых кислых эффузивов меньше по площади. Вся структура, в том числе и Провиденский позднемеловой гранитоидный купол, разбита серией сдвигов северо-восточного простирания и сопряженных с ними взбросо-надвиговых зон на разновеликие блоки, часть из которых сложена островодужными андезитами нижнего мела, метаморфизованным палеозоем и офиолитами (усхэтвеемский комплекс).

Эффузивы леурваамской свиты верхнего мела несогласно перекрывают упомянутое выше гетерогенное основание, но в свою очередь они также разбиты на блоки кайнозойскими разломами вместе с фундаментом. По составу это разнообразные кислые эффузивы, их туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты. Разрезы отличаются невыдержанностью, фрагментарностью. На ранних стадиях позднемеловой магматизм начался с интенсивных эксплозий, сменяясь в завершающих стадиях мощными, скорее трещинными излияниями дацитов, андезитов, а на отдельных участках и базальтов, относимых к нунлигранской, а возможно, и к танюрерской свитам (антидромный ряд). Подпирал верхнемеловые эффузивы поднимающийся снизу позднемеловой Провиденский гранитоидный купол.

С юго-востока к Провиденскому полю примыкает Чаплинское, которое разбито кайнозойскими сдвигами север-северо-восточного простирания. В этой вулкано-структуре нижнемеловые эффузивы и связанные с ними раннемеловые тела габбро и гранитоидов основания занимают большую площадь. Среди палеозойских блоков преобладают слабометаморфизованные карбонатные породы девона. На карте магнитного поля эта структура характеризуется спокойным слабоотрицательным (—1—2 мЭ) магнитным полем, на фоне которого наблюдаются мелкие положительные аномалии с максимальной интенсивностью до 4,7 мЭ.

Игельвеемское позднемеловое поле деформировано двумя кайнозойскими субмеридиональными сдвигами: Ионивеемским на западе и Игельвеемским на востоке. На востоке на верхнемеловые эффузивы надвинут блок Гэнканый Чукотско-Сьюардского микроконтинента. В этом поле кислые эффузивы леурваамской свиты несогласно залегают на триасовых комплексах с одной стороны и на нижнемеловых островодужных андезитах — с другой. Именно в этом районе в верхах леурваамской свиты собраны определяемые остатки флоры сенондатского возраста. Кроме того, сенондатская вулкано-структура вдоль раздвиговой зоны Игельвеемского сдвига осложнена миоценовыми базальтовыми вулкано-структурами трещинного типа.

На карте магнитного поля Игельвеемское поле характеризуется небольшой напряженностью наблюдающихся здесь положительных аномалий, обычно не более 5—6,7 мЭ при достаточно высоких (порядка 5 мЭ/км) величинах горизонтального градиента. Аномальное магнитное поле характеризуется узкими (1—3 км) линейными положительными аномалиями небольшой протяженно-

сти (5—30 км) вдоль Игельвеевского сдвига северо-западного простирания. Имеется здесь несколько изометричных (10—15 км) положительных аномалий. На гравиметрической карте это вулканическое поле располагается вблизи мегичменского гравитационного максимума.

Описанные выше вулканические поля Берингоморского вулкано-плутонического пояса прослежены далее американскими геологами от Бристольского залива через южную часть острова Св. Матвея к Анадырскому заливу и Золотогогорскому побережью [55]. При этом использованы материалы аэромагнитной съемки, где эти образования фиксируются сильными положительными аномалиями.

НАЛОЖЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

В эту категорию структур отнесены эоцен-голоценовые прибрежные впадины и тесно связанные с ними современные впадины, занятые акваториями Чукотского и Берингова морей Алеутского задугового бассейна. Наиболее крупными среди прибрежных впадин являются Колючинская, Мечигменская, Гэтлянгенская, Инчоунская и Нешканская.

Колючинская впадина, обрамляющая одноименный залив и зал. Ионивеевский, выполнена эоцен-плиоценовыми, эоплейстоценовыми аллювиально-морскими песчано-глинистыми образованиями, сменяющимися выше по разрезу морскими галечниками, песками, гравием и илами нижнего звена, а затем песчаноглинистыми образованиями среднего звена (30—65 м) неоплейстоцена. Выше залегают ледниковые валунные суглинки и галечники с валунами (30—40 м), водно-ледниковые песчано-галечные отложения (15—20 м), морские пески, галечники позднего неоплейстоцена. Завершают разрез голоценовые морские галечники (3—4,5 м) и озерные илы, глины, глинистые пески с торфом.

Нешканская впадина, примыкающая с востока по разлому к Колючинской, более молодая и выполнена средненеоплейстоценовыми морскими песками, суглинками (30—40 м). Завершают разрез голоценовые морские пески, галечники (2—6 м).

Мечигменская впадина примыкает к одноименному заливу Берингова моря и сложена позднелепистоценовыми морскими песками с прослоями илов с торфом.

Инчоунская впадина выполнена морскими средне- и позднелепистоценовыми песками, галечниками, суглинками и супесями, глинами.

Гэтлянгенская впадина по заполнению сходна с Мечигменской. Современные впадины Алеутского задугового бассейна, занятые акваториями Чукотского и Берингова морей, представляют собой пологий шельф, слегка наклоненный на северо-восток в Чукотском море и на юго-восток в Беринговом море. Соединяются они Беринговым проливом. Площадь акватории постоянно меняется и в периоды трансгрессий расширяется за счет пониженных участков прибрежных впадин и широких речных долин континентального обрамления задугового бассейна.

Мезозойско-кайнозойские впадины Южно-Чукотского прогиба к настоящему времени почти компенсированы. Шельфовые поверхности перекрыты современными отложениями: галькой, песком, гравием у береговых частей и песками с гравием в удаленной от берега части. В заливах, лагунах, на изрезанных частях береговой линии шельфы перекрыты современными илами, алевритами, песками вдоль береговой линии. В Беринговом проливе современный осадочный чехол представлен песками с гравием.

ЮЖНО-ЧУКОТСКИЙ ПРОГИБ

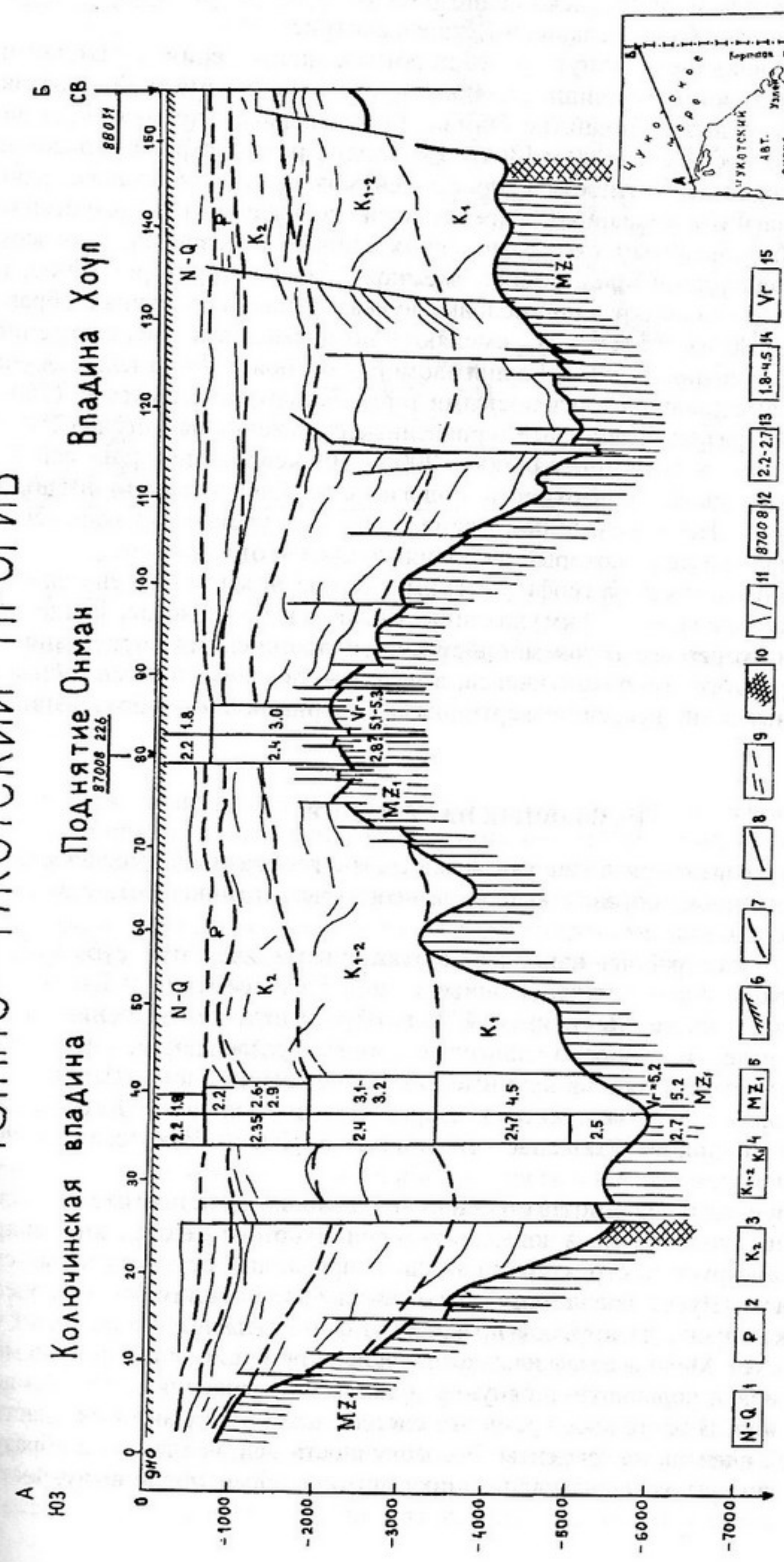


Рис. 11. Геолого-геофизический профиль через Южно-Чукотский прогиб [86а].

1 — неоген-плейстоценовые морские отложения; 2 — палеогеновая угленосная моласса; 3 — угленосные континентальные отложения; 4 — моласса с вулканитами; 5 — позднеюрский раннелепидовый складчатый комплекс; 6 — поверхность дна; 7 — предполагаемые границы комплексов; 8 — акустический фундамент; 9 — прочие отражающие площадки; 10 — главные разломы; 11 — прочие разрывные нарушения; 12 — номера поперечных профилей; 13 — средняя плотность (г/см³); 14 — пластовая скорость (км/с); 15 — граничная скорость (км/с).

В Южно-Чукотском мезозойско-кайнозойском прогибе выделяется серия впадин: Колючинская, Хоуп, Селавик и Дежневская (рис. 11).

Колючинская впадина вытянута в субширотном направлении и заходит на рассматриваемую территорию лишь своей южной частью. От смежной с востока впадины Хоуп ее отделяет поднятие Онман. Максимальная глубина акустического фундамента достигает 6000 м [86а]. Фундамент разбит серией сбросов на блоки и, судя по средней плотности, скорости сейсмических волн, а также гравитационным и магнитным данным, представлен доальбскими вулканогенно-терригенными образованиями, сходными с синхронными образования Улювеемского покровно-чешуйчатого поднятия на смежной с запада территории (Q-60, 1). Выше с несогласием залегают раннемеловые вулканогенно-терригенные образования (около 2000 м), затем их сменяют поздне меловые вулканогенно-терригенные образования (1500 м) Берингоморского пояса, на отдельных участках частично замещающиеся угленосными терригенными комплексами (750—800 м). Завершают разрез угленосные терригенные отложения палеогена (250 м), а затем и миоцена—эоплейстоцена (600—700 м). Фиксирующиеся на сейсмопрофилях разделительные поверхности пологие с незначительными изгибами вблизи разломов. Несогласие подчеркивается на уровне вулканогенно-терригенного нижнего мела, который на поднятии Онман отсутствует.

Вблизи Берингова пролива геофизическими методами выявлены еще две относительно неглубокие (до 1—2 км) впадины: Селавик и Дежневская, фундамент которых сложен скорее всего докембрийскими—палеозойскими образованиями Чукотско-Сьюардского микроконтинента, а чехол — поздне меловыми вулканогенно-терригенными и неоген-четвертичными терригенными образованиями [86а].

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывные нарушения, как уже указывалось, многообразны по морфологии и возрасту, но наилучшим образом выражена неоген-четвертичная сеть сдвигов и взбросо-надвиговых зон.

В западной части района наиболее протяженными являются субмеридиональные субпараллельные сдвиги (Ионивеемский, Иенивеемский и Игельвеемский). В восточной части (Дауркинский полуостров) ведущее значение имеют взбросо-надвиговые и взбросо-сдвиговые зоны, разделяющие Чукотско-Сьюардский микроконтинент на крупные разного строения блоки (Чегитунская взбросо-надвиговая зона, Нешканская взбросо-надвиговая зона, Кооленская надвиговая зона подошвы Кооленского аллохтона, Южно-Чукотская сдвигово-надвиговая система).

Наиболее крупной и значимой в строении этого района является Игельвеемско-Лоренская шовная коллизионная зона, по которой Чукотско-Сьюардский микроконтинент контактирует со структурами амальгамированных островодужных систем западной части (Чукотское нагорье). Заложилась она, по-видимому, в процессе раннемеловой коллизии, датируемой по времени формирования гранитоидов чукотского комплекса. Меловые массивы, возникающие при ремобилизации, во многом зацементировали первичную шовную структуру, но движения по ней продолжают до сих пор. В настоящее время это система взбросо-надвиговых пластин, разбитых серией сдвигов на сегменты. В совокупности вся шовная зона образует слабовыраженную дугу северо-западного простирания, обращенную выпуклостью на юго-запад.

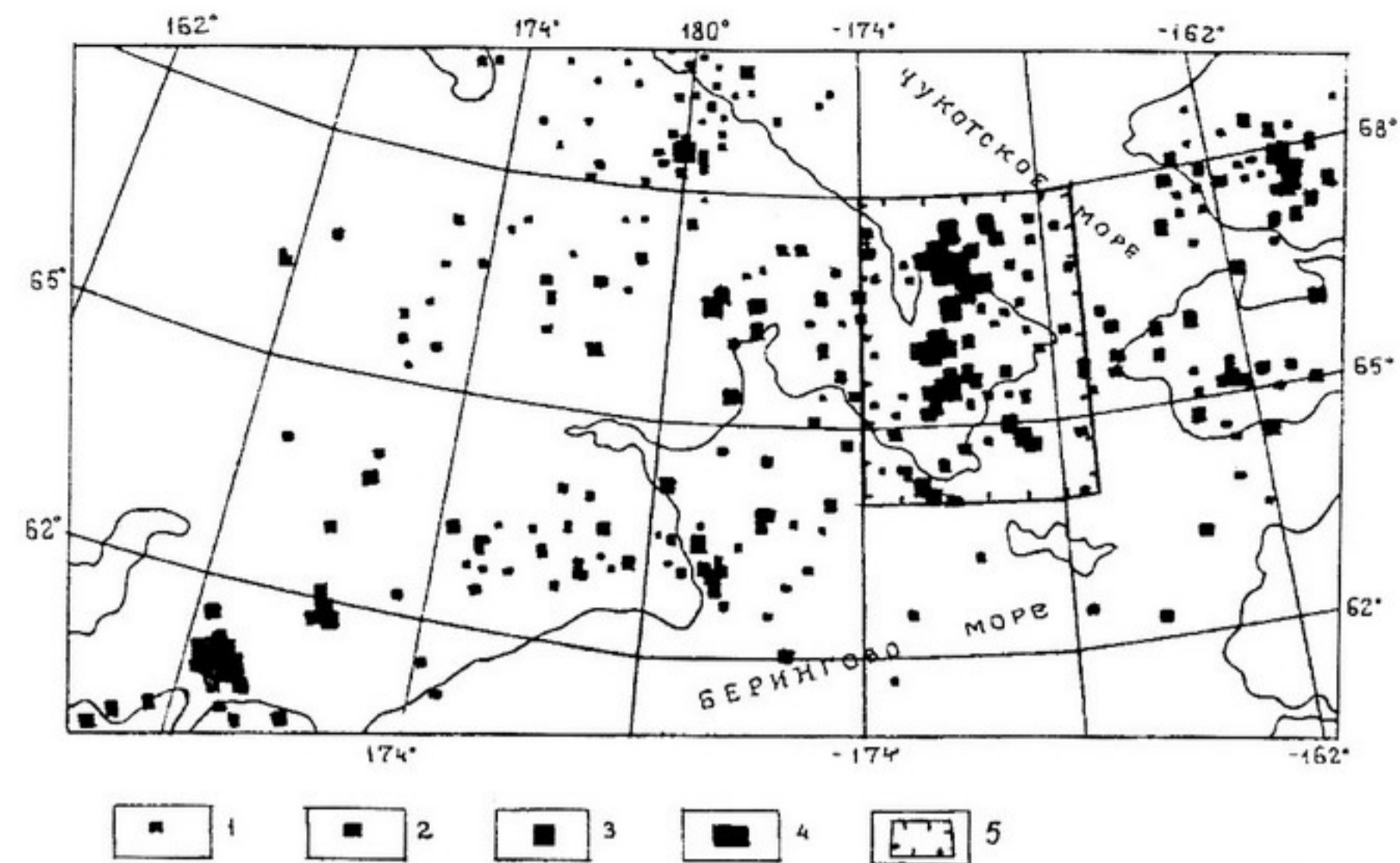


Рис. 12. Эпицентры землетрясений в районе Чукотки и прилегающих регионов за 1928—1996 гг.

Магнитуда землетрясений: 1 — 2,0—3,0; 2 — 3,0—4,5; 3 — 4,5—6,0; 4 — более 6,0; 5 — расположение листа.

Тектонические пластины в сегментах сложены вулканогенно-терригенными образованиями триаса, нижнего мела, триасовыми габброидами и раннемеловыми гранитами. Поверхности сместителей имеют обычно северо-восточное падение под углом 20—60°. Повышенная трещиноватость вдоль тектонических поверхностей часто используется молодыми гидротермальными растворами, где формируются метасоматиты, принимаемые за жилы, связанные с интрузивными массивами. Протяженность зон трещиноватости достигает в сегментах 1—2 км при мощности тектонитов до 150 м. Обычно тектонические чешуи надстраивают друг друга в разрезе, образуя пакеты.

Игельвеемско-Лоринская шовная зона в современном гравитационном поле выражена гравитационным уступом большой амплитуды. Примыкающая к ней с запада Колючинско-Мечигменская преднадвиговая зона (рис. 8, 10) в настоящее время характеризуется максимальной плотностью и максимальной сейсмической активностью (рис. 12), что связано, по-видимому, с влиянием этой шовной зоны, вызывающей тектоническое погружение краевой части примыкающего с запада автохтона.

Ионивеемский левосторонний сдвиг, вытянутый вдоль русла р. Ионивеем до Колючинской губы, по-видимому, контролировал в туронское время магматические процессы в раздвиговой зоне при формировании Ионивеемского вулканического поля Берингоморского вулкано-плутонического пояса. В неоген-четвертичное время разломная зона, выраженная более поздней субмеридиональной трещиноватостью и милонитизацией, сопровождающейся молодым окварцеванием, сульфидизацией, а на отдельных участках и карбонатизацией [26], оказалась благоприятной для заложения современной долины

р. Ионивеем. Ширина отдельных четковидно расположенных зон трещиноватости достигает 200—250 м при длине до 2—3 км. Зоны дробления и трещиноватости хорошо дешифрируются на местности. Кроме того, активизация в неоген-четвертичное время фиксируется появлением серии локальных террас на западном побережье зал. Куэткум Колючинской губы. Амплитуды смещения по субмеридиональным зонам трещиноватости достигают 600—800 м. Ионивеемский сдвиг на современных гравиметрических картах отражен гравитационной ступенью.

Ионивеемский правосторонний сдвиг располагается вдоль русла р. Ионивеем в ее среднем и нижнем течении. С запада он ограничивает Игельвеемское вулканическое поле Берингоморского вулкано-плутонического пояса. На местности сдвиг выражен системой зон трещиноватости, расположенных кулисообразно по отношению друг к другу. Зоны трещиноватости сопровождаются дроблением и милонитизацией, появлением системы северо-восточных и северо-западных диагональных сопряженных зон, часто сульфидизированных. Мощность продольных разрывных зон достигает 300—400 м при протяженности до 1—2 км, боковых — 100—150 м при протяженности до 0,5—0,8 км. Сдвиг хорошо дешифрируется на аэро- и космоснимках. На картах магнитного поля Ионивеемский сдвиг характеризуется сменой знака намагниченности и локальной гравитационной ступенью. По нему заложилась современная Ионивеемская долина.

Игельвеемский сдвиг отделяет Игельвеемское вулканическое поле с востока. Это правосторонний сдвиг, который заложился, по-видимому, в туронское время, так как контролировал формирование Игельвеемского вулканического поля Берингоморского вулкано-плутонического пояса. Протяженность неоген-четвертичного сдвига достигает 200 км. На южном отрезке он выражен четкой гравитационной ступенью. Северный отрезок отражен в серии магнитных аномалий, связанных, по-видимому, с магматическими образованиями Игельвеемского вулканического поля.

Взбросо-надвиговые и взбросо-сдвиговые зоны, широко распространенные в пределах Чукотско-Сьюардского микроконтинента, являются неоген-четвертичными образованиями, хотя заложились и раньше.

Чегитунская зона взбросо-надвиговых дислокаций имеет очень сложное строение и распадается на серию подзон более мелкого порядка. Внешняя часть, ограничивающая Чегитунский блок, имеет в плане форму дуги, обращенной выпуклостью на запад. Представлена она серией тектонических чешуй, сложенных карбонатными, терригенно-карбонатными породами палеозоя и метаморфитами протерозоя—раннего палеозоя. Проведенные специальные исследования [26а] показали, что в тектонических пластинах возникает мелкая приразломная складчатость, подчеркиваемая сланцеватостью и ослюденением. Наиболее древний возраст этих слюд (мусковит), определенный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом, составляет 121 и 117 млн лет (на других участках 105—108 млн лет), т. е. отвечает времени раннемеловой коллизии. Последующие деформации выразились в появлении асимметричных складок волочения, часто лежащих, с наложенным диагональным кливажем, а на отдельных участках и сланцеватостью, подчеркнутой слюдистыми минералами. Шарниры складок в северной части зоны имеют северо-восточное простирание, обладают вергентностью, указывающей на смещение в юго-восточном направлении.

Метаморфиты Кооленского аллохтона в этой зоне приобретают наложенную диагональную сланцеватость, залегающую полого с западным или северо-

западным наклоном. Эти деформации по возрасту слюды, определенному аргонным методом, происходили в этап формирования Берингоморского вулкано-плутонического пояса (91—95, 82—83 млн лет), т. е. соответствуют этапу проявления позднемелового магматизма на Дауркинском полуострове. Движения по Чегитунской взбросо-надвиговой зоне продолжают до настоящего времени. На космических снимках выявляются линейные элементы северо-восточного простирания в северной части Чегитунской дуги. Однако обновление Чегитунской зоны происходит в неоген-четвертичное время в обстановке усиливающихся молодых сдвиговых деформаций. Таким образом, зона, заложившаяся как коллизионная взбросо-надвиговая, со временем активизируется в процессе сдвиговых перемещений. Вдоль зоны проходит современное русло р. Чегитун.

Нешканская система взбросо-надвиговых дислокаций имеет в плане дугообразную форму, обращенную выпуклостью на юг. В тектонических пластинах, падающих на север, развиты преимущественно метаморфиты протерозоя—раннего палеозоя, а также раннемеловые гранитоиды чукотского комплекса. Как и в Чегитунской зоне, здесь появляются зоны расланцевания, а также складки волочения с вергентностью, указывающие на движение в южном направлении. Эта система взбросо-надвиговых дислокаций, по-видимому, проявлялась неоднократно, но специальных кинематических исследований не проводилось. Вдоль нее прослеживаются интенсивные проявления мелового магматизма, связанного, по-видимому, с тектонической сгруппированностью сиалических блоков и усилением палингенных процессов в утолщенной континентальной коре.

Сдвиговые деформации на п-ове Дауркина проявлены на восточном побережье в Уэленском блоке, где фиксируется система правосторонних сдвигов, перекрытых надвигами подошвы Кооленского аллохтона. В зонах сдвига наблюдается расланцевание, брекчирование и диагональные системы повышенной трещиноватости, хорошо дешифрирующиеся на аэро- и космоснимках. Зоны используются современными речными долинами. Неоген-четвертичные сдвиги разбивают Кооленский аллохтон на блоки.

На шельфе Чукотского моря фиксируется система сдвигов северо-восточного направления с сопряженными взбросо-надвиговыми зонами, которая отделяет структуры Чукотско-Сьюардского микроконтинента от структур Южно-Чукотского прогиба в Чукотском море. Тектонические пластины метаморфитов протерозоя—нижнего палеозоя и карбонатно-терригенных пород палеозоя надвинуты на неогеновые, палеогеновые и меловые образования Южно-Чукотского прогиба. Впадины в Южно-Чукотском прогибе имели скорее всего преднадвиговый характер и так же, как Чегитунская зона, эта система заложилась в раннемеловой коллизионный этап, а затем обновилась в неоген-четвертичное время.

Разгрузка восходящих источников происходит в русло р. Пыльмымлак, на что указывает повышенная (18—20 °С) температура воды реки.

Кивакские источники приурочены к позднемеловым гранитам на восточном берегу лаг. Кивак, в зоне разлома северо-восточного простирания. Дебит источников 14,9 л/с, температура вод 80,5 °С. По составу воды сульфатно-хлоридные натриевые с минерализацией 2,7 г/л. Судя по составу и высокому Cl/Br коэффициенту (> 300) — воды морские, образованные за счет проникновения и циркуляции морских вод по глубоким трещинам в тектонических зонах.

Водообильны также зоны новейших разломов, являющиеся участками разгрузки для водоносных комплексов и горизонтов. Дебит источников в зонах разломов 8—20 л/с. Температура воды 1,5—4 °С. Воды пресные, чистые, прозрачные, без цвета, запаха и вкуса, по составу гидрокарбонатные. В прибрежной зоне Берингова моря — хлоридно-гидрокарбонатные с минерализацией 0,5 г/л.

Таким образом, на Восточной Чукотке имеются разнообразные по минерализации, химическому составу и температуре подземные воды, которые можно использовать в бальнеологических целях, для водоснабжения и теплофикации. Большое практическое значение имеют надмерзлотные воды таликов и подмерзлотные воды термально-минеральных источников. В настоящее время для лечебных целей используются только Чаплинские источники. Для дальнейшего освоения Чукотки необходимы специализированные гидрогеологические работы по изучению как термальных, так и подмерзлотных вод.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Наиболее древние образования района — этельхвылеутская и пенкигнейская серии представляют собой, по-видимому, метаморфизованные комплексы Северо-Канадской протоплатформы (1,7—1,8 млрд лет) либо метаморфизованные фрагменты карбонатно-терригенных формаций внешней зоны рифейских кордильерских авлакогенов. В этот этап мощной деструкции (распад Пангеи) Чукотско-Сьюардский микроконтинент начал отделяться от Северо-Канадской протоплатформы (В. Е. Хаин, Н. А. Божко, 1988). Молодой палео-Пацифик, зарождение которого связывают с концом раннего протерозоя, имел широкий шельфовый бордюр при относительно малой площади океанского дна, континентального склона и его подножия. Глинисто-карбонатный состав ордовикских, силурийских, девонских и каменноугольных отложений Чегитунского и Уэленского блоков позволяет предположить, что они сформировались на внешних зонах шельфа, где поступление терригенного материала было ограничено, а довольно большая глубина воды в краевой части шельфа не благоприятствовала жизнедеятельности морских организмов. Относительное богатство биогерма на уровне среднего и позднего ордовика можно объяснить ростом рифогенных построек на небольших поднятиях шельфа и на бровке континентального склона.

Островодужные поздне триасовые и раннемеловые формации сформировались скорее всего на океанической плите Кула палео-Пацифика, которая субдуцировала под Канадскую протоплатформу. В конце раннего мела островодужные системы отмирали, амальгамировались, приближаясь в виде террейнов к Чукотско-Сьюардскому микроконтиненту до полного столкновения.

В конце раннего мела произошла амальгамация структур Корьякско-Чукотского пояса и их причленение к Чукотско-Сьюардскому микроконтиненту. Это событие зафиксировано возникновением пояса раннемеловых коллизионных гранитоидов Чукотского пояса, разворотом преобладающих сдвиговых зон с северо-восточных на субмеридиональное и возникновением раннемеловых взбро-со-надвиговых зон типа Чегитунской, по которым причленялись палеозойские шельфовые комплексы ордовика, силура, девона и карбона (Чегитунский, Уэленский блоки) к протерозойско-раннепалеозойским метаморфическим комплексам.

Вулканогенные, вулканогенно-терригенные комплексы островодужных систем окружают Чукотско-Сьюардский микроконтинент со всех сторон (раннемеловые аэральные эффузивы Провиденского поднятия, апт-альбские морские эффузивы и кремнисто-терригенные комплексы Аляски, раннемеловые вулканогенно-терригенные комплексы Южно-Чукотского прогиба). В результате сформировался Корьякско-Чукотский аккреционно-коллизионный ороген.

В конце раннего мела—начале позднего мела возникла спрединговая Канадская котловина в Северном Ледовитом океане, оказавшая дополнительное влияние на дальнейшее передвижение Корякско-Чукотского бассейна, и тектоническое развитие рассматриваемого региона оказалось в сфере динамического влияния двух океанов: Тихого, довольно зрелого с отмирающими спрединговыми зонами в северной части, и молодого Северного Ледовитого, расширяющегося к югу. Возникающие вулканические пояса на пограничных континентах максимум своего развития получили в позднем мелу—раннем палеоцене, а затем происходит постепенное их затухание за счет формирования в этих районах в результате активной магматической деятельности более мощной и зрелой континентальной коры.

Крупным событием в конце мела—начале палеогена явилось образование Алеутской вулканической дуги, которая поднялась над уровнем Тихого океана. Образование Алеутской дуги привело к обособлению акватории Берингова моря, ранее входившей в состав океанической плиты Кула.

Турон-маастрихт-датский этап характеризовался интенсивными сдвиговыми перемещениями, в результате которых возникли верхнемеловые впадины пулл-апарт и сопряженные с ними магматические вулкано-плутонические структуры Берингоморского пояса. В примыкающих морских бассейнах формируются шельфовые терригенно-глинистые отложения, достигающие значительной мощности во впадинах пулл-апарт.

В олигоцен-четвертичное время отмечается общее поднятие Корякско-Чукотского орогена и сокращение площади шельфовых бассейнов как в Чукотском, так и в Беринговом морях. Поднятие сопровождалось проявлением магматизма в зоне присдвиговых раздвигов, но масштабы их не соизмеримы с позднемеловым и палеоценовым этапами.

Корякско-Чукотский аккреционно-коллизионный ороген продолжал свое движение на сближение с Арктическими коллизионными структурами, чему способствовали субдукционные напряжения в зоне Алеутской дуги и расширение спрединговой зоны Канадской котловины. Столкновение по Амгуэмскому шву произошло в конце миоцена—плиоцена. В результате Корякско-Чукотский аккреционно-коллизионный ороген окончательно вошел в состав современной разнородной по строению Северо-Американской плиты. В эоплейстоценовое время полностью компенсировался Южно-Чукотский прогиб в Чукотском море, где в настоящее время фиксируется пологий шельф, слабо наклоненный на север. В Беринговом море сохранились и продолжают в настоящее время развиваться глубоководные впадины с вулканическими проявлениями, но за пределами рассматриваемого района. К Чукотскому полуострову примыкает пологий шельф с многочисленными островами.

ГЕОЛОГО-ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Освоение Чукотки, наиболее интенсивное в 50—60-х годах, сопровождалось усилением деятельности человека, приводящей к загрязнению окружающей среды. Территория листа Q-2 по сравнению со смежными районами оказалась в наиболее благоприятных условиях, так как антропогенное воздействие здесь было минимальным из-за плохой освоенности территории. Сохранились значительные по площади участки, практически не затронутые человеческим воздействием. Это водоразделы, крутые склоны горных хребтов и массивов, косы, бары, пересыпи и участки речных долин, где распространены наледи, наледные поляны, не пригодные для отгонного оленеводства, охотничьего промысла и рыболовства. Прибрежные равнины и низменности, межгорные впадины, долины крупных рек, а также пологие склоны горных хребтов и массивов, где почвенно-растительный слой благоприятен для выпаса оленьих стад, подвергаются опасности разрушения, так как моховые покровы восстанавливаются длительный период. Поэтому в настоящее время запрещено использование гусеничного транспорта и постоянно регулируется численность оленьих стад, чтобы пастбищная растительность восстанавливалась естественным путем.

Некоторое слабое нарушение ландшафтов наблюдается на поисковых участках, где проводится проходка поисковых канав и шурфов относительно небольших объемов. Здесь происходит локальное нарушение почвенно-растительного покрова. Использование гусеничного транспорта в равнинных тундрах, прокладка и эксплуатация грунтовых дорог приводят к значительному нарушению почвенно-растительного покрова, заболачиванию почв, способствуют возникновению термокарстовых образований. Участки разведки россыпей и рудопроявлений наиболее неблагоприятны для экологии среды, так как приводят к перемещению рыхлых отложений, заиливанию и замутнению водотоков, где погибают рыбные сообщества, уничтожается почвенно-растительный слой, который в условиях тундры наиболее чувствителен ко всяким изменениям.

Вокруг поселков, особенно районных центров — поселков Провидения и Св. Лаврентия, степень антропогенного воздействия максимальна и значительно превышает темпы самовосстановления природы, приводя к необратимым процессам. Топливо-энергетические объекты вблизи них химически загрязняют не только почвенный слой, но и атмосферу. Загрязнение воздуха диоксином серы, оксидами углерода и азота в поселках Чукотки не превышает среднего загрязнения по стране. Загрязнителями являются дизельные электростанции, котельные, ТЭЦ, нефтебазы и морские, речные и воздушные суда.

В результате проведения природоохранных мер масса выбросов от стационарных источников загрязнения снижается за счет улавливания золы углей на

котельных и тепловых электростанциях. Ежегодно проводится контроль за токсичностью отработанных автотранспортом газов.

В последнее время экологические конфликты на Чукотке усилились из-за расхищения поголовья оленей, браконьерского отлова рыбы, неконтролируемого пушного промысла, бесконтрольной эксплуатации гусеничного транспорта, нелегального вывоза мамонтовой кости, добычи моржей, тюленей, лося. Часто ведется хищническая добыча нетрадиционного уникального сырья из нецененных месторождений (поделочные камни, кристаллы минералов), что может привести к быстрому истощению природных ресурсов Чукотки. Необходимо в срочном порядке провести количественную оценку на экологической основе всех видов природных ресурсов с составлением единого экологического кадастра всех видов природных ресурсов Чукотки.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Неблагоприятные природные и экономические условия региона обусловили его неравномерную и в целом недостаточную изученность. Минерально-сырьевая база практически отсутствует — здесь не выявлено ни одного месторождения рудных полезных ископаемых, известных на сопредельных площадях. На рассматриваемой территории имеются проявления благородных, цветных, редких, радиоактивных и черных металлов, каменного и бурого углей, торфа, а также месторождения графита и разнообразных строительных материалов; здесь есть источники минеральных лечебных вод и лечебные грязи. В отложениях пляжа Мечигменского залива обнаружены алмазы.

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Проявления каменного и бурого углей связаны с верхнемеловыми вулканогенно-терригенными отложениями во впадинах растяжения в Беринговоморском поясе.

Каменный уголь. Известны два проявления: Кым-Кым и Угольное.

На проявлении Кым-Кым (Ш-1-12) горизонтально залегающий угольный пласт видимой мощностью 2,2 м прослеживается в береговом обрыве на 35—40 м. Сверху пласт перекрыт верхнеплейстоценовыми флювиогляциальными отложениями мощностью до 3 м, подошва пласта находится ниже уреза воды. Уголь хрупкий блестящий тонкоплитчатый с линзами (мощностью до 1 см) матового плотного менее хрупкого угля; соотношение этих разновидностей 6 : 1. Объемный вес 1,29. Уголь хорошо горит, может служить топливом для местных нужд. Проявление перспективное, изучено недостаточно.

Проявление Угольное (Мечигменское) (Ш-2-22) наблюдается в береговом обрыве р. Игельвеем. В пачке верхнемеловых песчаников, аргиллитов и туфов риолитов на протяжении 80 м прослежены четыре пологозалегающих (12—15°) пласта угля мощностью 2,0; 1,4; 1,0 и 9,2 м. Наиболее мощный пласт имеет простое строение, в средней части содержит линзы (2 × 5 см) желтого и красноватобурого хрупкого янтаря. Уголь малозольный, газовый [32], содержит уран (до 0,034 %), ванадий и германий (до 0,01 %). Согласно другим исследователям [26], уголь проявления ближе к бурому, чем к каменному. Детально его качество не изучалось, запасы не подсчитывались. Уголь может использоваться в качестве топлива для местных нужд.

Маломощные (0,2—0,3 м) пласты каменного угля вскрыты в береговых обрывах водотоков в приустьевой части р. Ионивеем. Площадь распространения

нижнемеловых угленосных отложений на восточном побережье зал. Ионивеемкуйым составляет около 120 км².

Бурый уголь. Известны два проявления — Утаатапское и Игельвеемское.

На проявлении Утаатапское (IV-2-6) бурый уголь образует линзовидные прослои мощностью от 5 до 30 см и протяженностью от 500 до 1000 м. Уголь расланцованный черного и бурого цвета с остатками обугленных растений и включениями янтаря. Качество угля характеризуется следующими показателями: V^a — 6,0 %, A^c — 55,7 %, S^o — 0,47 %, V^a — 20,77 %, V^p — 46,77 %, Q_o^c — 2852 г/кал, Q_o^r — 6437 г/кал, H^c — 2,47 %, C^c — 29,8 %, C^p — 68,32 %. Уголь высокозольный переходный к каменному. Проявление не имеет практического значения из-за малой мощности и низкого качества угля. Уголь проявления Игельвеемское (IV-2-2) аналогичен утаатапскому.

Торф. Единственное проявление Рыбное (IV-1-22) выявлено в низовьях р. Менынвеем. Современные торфяники озерно-болотного генезиса обнажаются в эрозионном уступе первой надпойменной террасы. Залежь мощностью 0,9—1,1 м и шириной около 150 м прослежена в длину на 400 м. Качество торфа позволяет использовать его для местных нужд.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. Всего обнаружено три проявления. Два из них (Теснинское и Рээченское) контактово-метасоматического генезиса, одно (Железная Гора) — типа зоны окисления.

Комплексное свинцово-олово-железорудное проявление Рээченское (V-2-6) приурочено к скарнированным известнякам среднего—верхнего девона, прослеживающимся вдоль западного контакта одноименного массива позднемеловых гранодиоритов на 2,5 км. Оруденение концентрируется на четырех участках, отстоящих один от другого на 0,5—1,0 км. Рудные тела неправильной формы имеют протяженность от 50 до 250 м при максимальной мощности 5 м. Центральные части рудных тел (0,5—2,0 м) сложены гранат-магнетитовыми скарнами с гнездами (до 30 см в диаметре) и линзами (мощностью до 20 см) массивной магнетитовой руды с редкой вкрапленностью галенита, пирита, сфалерита и борнита. Содержание железа здесь достигает 46,29 % при содержаниях цинка — 0,17 %, олова — 0,09 %, молибдена — 0,1 %, кадмия — 0,1 %, серебра — до 1000 г/т. Периферические части рудных тел сложены гранат-пироксеновыми и гранат-эпидотовыми скарнами с гнездовой вкрапленностью пирита, сфалерита, пирротина, реже магнетита. Здесь руда содержит (%): железо — 10,87, свинец — 0,45—1,29, цинк — 2,19—2,55, олово — 0,13—0,42. Небольшие масштабы оруденения и удаленность от горнопромышленных центров не позволяют оценить проявление как перспективное. Вызывают интерес высокие содержания сопутствующих полезных ископаемых.

Проявление Теснинское (V-1-33) представлено гранат-магнетитовыми скарнами в экзоконтакте позднемелового гранитоидного массива. Рудоносная залежь мощностью до 3,5 м прослежена в длину на 1 км. Содержание железа не определялось, содержания свинца и цинка не выше 1 %, серебра — до 100 г/т, олова и кадмия — 0,01 %. Проявление не имеет практического значения.

Проявление Железная Гора (III-4-18) приурочено к сопряжению разломов северо-западного и субмеридионального простирания в поле распространения палеозойских алевролитов. Элювиальные развалы ожелезненных брекчий занимают площадь около 0,25 км². Структурные сетчатые, ячеистые, мелкопористые руды темно- и ржаво-бурой окраски залегают в виде линз мощностью до 7,5 м. Руды сложены лимонитом и гематитом, в меньшей мере гетитом, гидрогетитом и кварцем; содержание железа не определялось, содержания прочих элементов следующие (%): свинец — до 0,5, цинк — более 1, олово — более 0,1, медь — более 0,1, мышьяк — 0,3; а также (г/т): золото — 0,1, серебро — 6—10. Оруденение типично для зоны окисления («железная шляпа») сульфидных месторождений. Первичные рудные тела не вскрыты.

Титан. Семь шлиховых ореолов ильменита, среди них один (III-1-2) — комплексный с золотом, связаны с разрушением и перемывом поздне триасовых габбродолеритов островодужного комплекса. Содержание ильменита в шлихах из аллювия достигает 15 %.

Площадь большинства ореолов (III-1-1, 2, 3; III-2-1) колеблется от 9 до 20 км²; ореолы III-3-4, IV-1-1 представлены единичными шлиховыми пробами. Все они характеризуются высоким содержанием ильменита в аллювии — от 16 до 25 кг/м³, а в шлиховых ореолах III-3-4 и II-2-1 — до 42 и 60 кг/м³ соответственно. Кроме ильменита в шлихах присутствуют золото — до 10 знаков (III-1-2, 3; III-2-1), магнетит, гранат.

Один из ореолов — II-2-1 расположен на шельфе Чукотского моря у подножия берегового уступа косы Нешкан с приморской стороны. На площади 3 км² выделяются струи ильменит-гранатового песка, ориентированные вкрест береговой линии. Длина струй до 10 м, ширина 1—2 м, мощность до 20 см, количество — 2—3 на 100 м пляжа. Содержание ильменита достигает 600 кг/м³, альмандин — 500 кг/м³. Абразивные свойства последнего не оценивались. В шлихах встречаются единичные знаки золота и касситерита.

Ванадий. Единственный пункт минерализации IV-1-17 представляет собой серию тонких (1—3 мм) кварцевых и кварц-турмалиновых (?) прожилков с вкрапленностью пирита, пронизывающих ороговикованные песчаники среднего триаса. Содержание ванадия в прожилках 0,5—1,0 % при содержаниях никеля, кобальта и цинка 0,05 %. Собственных минералов ванадия не обнаружено. Незначительная (0,01 %) примесь ванадия отмечена в пункте свинцово-цинковой минерализации (III-2-25) в гранитах. Повышенные содержания ванадия можно ожидать в поздне триасовых габброидах, где ванадий присутствует в виде изоморфной примеси в ильмените.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь в различных концентрациях присутствует в рудопроявлениях практически всех металлов. Известно одно собственное проявление Синевеем и два комплексных с серебром, свинцом и цинком (Журавленок и Амкаиль), а также восемь пунктов минерализации различного генезиса и формационной принадлежности. Кроме того, выявлено четыре литохимических ореола меди.

Высокие концентрации меди отмечены в проявлениях полиметалльно-оловянной формации в скарнах и жильно-прожилковых зонах. Проявление скарного типа Синевеем (VI-1-9) приурочено к контакту девонских известняков

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ОБЩИХ ПЕРСПЕКТИВ ТЕРРИТОРИИ

Представления авторов о геодинамическом развитии региона и формировании его полезных ископаемых позволяют произвести минерагеническое районирование территории, отличающееся от традиционного [9, 10, 31].

Часть территории, занятая сушей, почти целиком входит в состав Берингово-морской минерагенической провинции. Значительные площади, расположенные в Чукотском и Беринговом морях и на их побережье, относятся к Берингово-Чукотской минерагенической провинции.

Разнообразная минерагеническая характеристика (золото, серебро, олово, вольфрам, бериллий, уран и др.) Берингово-морской провинции обусловлена сложностью ее геологического строения. Рассматриваемая провинция соответствует аккреционно-коллизийной орогенной зоне: Берингово-морскому мезозойско-кайнозойскому вулканоплутоническому поясу и гетерогенным вещественно-структурным комплексам его основания. Формирование полезных ископаемых провинции происходило на всех этапах геологической истории от докембрия по кайнозой включительно. Решающую роль в формировании современного минерагенического облика провинции сыграл Берингово-морский вулканоплутонический пояс: процессы магматической активизации пульсационно-очагового характера, проявившиеся в зонах присдвигового растяжения вдоль субмеридиональных разломов (пулл-апарт структуры), способствовали не только формированию нового оруденения, но и перераспределению ранее образованного в том или ином виде рудного вещества. Для металлогении провинции в целом характерны повышенные содержания меди в проявлениях практически всех рудных формаций, что отражает халько-литофильный профиль коры переходного типа. В пределах провинции обособлены две минерагенические зоны: Пэкульней-Колючинская и Коолень-Нешканская.

Минерагеническая специализация Пэкульней-Колючинской зоны определяется главным образом проявлениями поздне мелового магматизма и связанных с ним гидротермально-метасоматических процессов, в меньшей мере — минерагенией энсиалического островодужного комплекса в основании Берингово-морского пояса. С кислыми вулканитами поздне меловых вулканоструктур связано оруденение золото-серебряной (проявления Журавленок 1, Хед, Ближнее, Истихед) и полиметалльно-оловянной (проявления Каатапское, Журавленок 2) рудных формаций в Провиденском, Маричском, Некунском и Каатапском рудных узлах. В Провиденском рудном узле проявилось также молибденовое (проявление Гагачье), молибден-медно-порфиоровое (пункты минерализации VI-1-4, 11,

17, 21; V-2-3) и молибден-урановое (Провиденское, Асяльвик) оруденение. Последнее, кроме того, образует самостоятельный Чаплинский рудный узел (месторождение Киф, проявление Алаида), где гамма-аномалии приурочены к жерловым фациям риолитов с повышенной щелочностью. В переработанных поздне меловыми гидротермами ранне меловых коллизийных гранитоидах Кычаунского массива сосредоточены оловянные (Печигтан, Игривое) и оловянно-свинцово-серебряное (Лен-Лён) проявления и ряд пунктов минерализации (Печигтанский рудный узел). Аналогичную структурную позицию занимает и проявление Эрулен, расположенное севернее вне рудных узлов.

Металлогения структур основания Берингово-морского пояса представлена главным образом полиметаллическим и серебро-полиметаллическим оруденением как жильного (проявления Чечекуёмское, Разлапистое, Амкаиль), так и скарнового (проявление Валькарваамское) типов в карбонатных породах, а также скарновым проявлением меди Синевеем. С триасовыми габброидами островодужного комплекса связана незначительно проявленная ванадиевая минерализация, шлиховые ореолы ильменита и, возможно, рассредоточенное слабое золотое оруденение. В Каатапском рудном узле никеленосны серпентинизированные позднеюрские—ранне меловые ультрамафиты, залегающие в аллохтоне. В связи с этими образованиями уместно предположить платино-золотое оруденение хромит-золото-платиновой формации, известное в других районах Чукотки и Корякин [30], имеющее россыпеобразующее значение.

Большое рудоконтролирующее значение имеет система поздне меловых—кайнозойских субмеридиональных сбросо-сдвигов. С ними связаны наиболее богатые рудные тела в проявлениях урана, а также ртутное оруденение. Последнее представлено шлиховыми ореолами киновари и не представляет ценности. К этим же разрывным нарушениям приурочены и многочисленные источники минеральных лечебных вод (Лоринские, Чаплинские, Дежневские, Сенявинские, Нешканские, Ныльпыгенвеемские и др.) как холодные, так и термальные. Специфический газовый и микроэлементный состав вод, высокая температура при выходе их на поверхность (до 95 °С, Чаплинские источники), тектонический контроль размещения указывают на связь источников с глубинными процессами. По сути, они являются современными гидротермами и свидетельствуют о том, что процесс рудообразования продолжается в настоящее время.

Резко отличается от рассмотренной минерагения Коолень-Нешканской зоны. На этой территории, в значительной мере подвергшейся эрозии, большое значение имеют минерагенические ассоциации разнородных комплексов основания Берингово-морского пояса: ранне меловых коллизийных гранитоидов и в различной степени метаморфизованных терригенно-карбонатных шельфовых формаций протерозойско-палеозойского возраста. Одним из преобладающих факторов размещения оруденения являются надвиговые структуры.

Характерное для коллизийных гранитоидов оруденение редкометалльно-оловянной формации образует как монометалльные проявления (оловорудное Щель, вольфрамовое Обрыв, бериллиевое Итыньюрғын), так и комплексные (вольфрам-олово-бериллиевые Мрачное и Знойное, олово-молибден-вольфрамовое Юра). Большая часть перечисленных объектов и ряд пунктов минерализации приурочены к Кооленьской надвиговой зоне, где наиболее значительные из них образуют Велькильский рудный узел (Мрачное, Юра, Знойное). К Нешканской надвиговой зоне приурочено проявление Щель, образующее вместе с россыпью одноименного ручья и богатым шлиховым ореолом касситерита рудно-россыпной узел.

С позднемеловым магматизмом, проявившимся в пределах Коолень-Нешканской минерагенической зоны преимущественно в интрузивной форме, связано оруденение полиметалльно-оловянной формации в Хэсмыкэнском рудном узле (оловорудные проявления Веселое, Горное 1, Карат, проявление се-ребра Баранье), а также вне рудных узлов в серебро-полиметаллических проявлениях Сердце-Камень и Сешан.

Для палеозойских терригенно-карбонатных отложений, сформировавшихся на шельфе Чукотско-Сьюардского микроконтинента, специфично предположительно стратиформное свинцово-цинковое оруденение (типа месторождения Сардана и проявлений в хр. Туора-Сис в Восточной Якутии), образующее серебро-полиметаллическое проявление Горное 2 и многочисленные пункты полиметаллической минерализации. В восточной части Коолень-Нешканской минерагенической зоны выделен Дежневский золотоносный рудно-россыпной узел, приуроченный к палеозойским углистым терригенно-карбонатным толщам в составе кооленского аллохтона, прорванным позднемеловыми гранитоидами. Убогое золотое оруденение (четыре пункта минерализации) не соответствует по масштабу выявленным здесь россыпям золота. Близкие структурные позиции этого рудного узла и месторождения Карлин (штат Невада) позволяют предположить здесь тонкодисперсное золотое оруденение карлинского типа. На участках проявления динамометаморфизма высоких стадий в протерозойско-палеозойских углистых отложениях сформировались залежи графита (месторождения Пуотенское и Куб, проявления Тельгарвеевское и Графитовое), а среди карбонатных пород — залежи высококачественного строительного мрамора (месторождения Чегитунское и Лаврентьевское).

Берингоморско-Чукотская минерагеническая провинция соответствует областям кайнозойского осадконакопления в Чукотском и Беринговом морях и на их побережьях. На большей своей части она сформировалась в эоценовое время и имеет наложенный характер, хотя участками отрицательные движения унаследованы с мела. В составе провинции выделены две минерагенические зоны: Восточно-Чукотская и Чукотоморская.

Минерагения Восточно-Чукотской зоны определяется россыпями золота, олова и, возможно, алмазов, сформировавшимися в прибрежно-морской обстановке. Главное богатство зоны заключено в Дежневском рудно-россыпном узле, где выявлено пять россыпепроявлений золота. Отмечено [88] их сходство с Номскими россыпями Аляски, две россыпи (по ручьям Эйлюкеу и Пыкэлун) получили положительную перспективную оценку. Высокие содержания золота по всему разрезу четвертичных отложений, высокое неотектоническое положение областей сноса, предполагаемые коренные источники карлинского типа, наличие затопленных береговых линий создают благоприятные условия для обнаружения здесь погребенных и современных россыпей золота элювиального, аллювиального и прибрежно-морского генезиса.

На побережье Чукотского моря в бассейне р. Нэттэвеем выделен одноименный оловоносный рудно-россыпной узел, объединяющий россыпь руч. Щель и шлиховой ореол касситерита, питающиеся от рудопроявления Щель. Большая часть ореола расположена на суше, однако наиболее высокие содержания касситерита приурочены к прибрежно-морским отложениям в волноприбойной зоне. Высокая оловоносность шельфовых осадков установлена и на других участках побережья Чукотского моря, а также в Мечигменском заливе. Золотые ореолы на шельфе Берингова моря, как правило, «знаковые». На их фоне выделяется участок в приустьевой части рек Рыбная и Кенлю, где в современных отложениях

пляжа содержания золота достигают $0,65 \text{ г/м}^3$. А в зал. Лаврентия и около мыса Аккани в миоценовых, верхнеэоценовых и голоценовых осадках обнаружены единичные алмазы, источник сноса которых не определен.

Выделенная на севере территории Чукотоморская минерагеническая зона соответствует области преднадвигового прогибания, разделенной системой северо-восточных сдвигов на ряд впадин: Колючинскую, Хоуп, Селавик и др., представляющих собой потенциально нефтегазоносные бассейны. По данным сейсмоакустических исследований [86а] мощность осадочного чехла впадин составляет от 2 км (Селавик) до 8 км (Хоуп). Предполагаемая нефтегазоносность связывается [74] с олигоцен-миоценовыми терригенно-углистыми формациями, обладающими удовлетворительными нефтегенерирующими, коллекторскими и экранирующими свойствами. Погруженные части впадин сложены меловыми и палеогеновыми молассоидными угленосными формациями, нефте- и газогенерирующие свойства которых также не исключены. На сейсмопрофилях в пределах впадин фиксируются слабовыраженные куполовидные поднятия и приразломные антиклинальные складки, которые можно рассматривать как ловушки для углеводородов. Реальность перспектив нефтегазоносности этих структур подтверждается за границей территории, где выявлены месторождения нефти и газа в восточной части бассейна Хоуп и в зал. Коцебу (Аляска).

Исходя из имеющихся сведений о полезных ископаемых и минерагенического анализа территории, можно дать ее перспективную оценку.

В целом рассматриваемая территория, по сравнению с сопредельной с запада, бедна полезными ископаемыми. Здесь не выявлено ни одного месторождения рудных полезных ископаемых, немногочисленные россыпи золота и олова в случае их доразведки не превысят по запасам малые месторождения. Из разнообразного минерального сырья разрабатываются для местных нужд лишь расположенные вблизи побережья месторождения строительных материалов: песка, известняка, гранита и др. В начале века американские предприниматели успешно эксплуатировали Пуотенское месторождение графита. С давних времен местному населению известны лечебные свойства минеральных термальных источников, но только Кукунские оборудованы бассейном для купания.

Сложившаяся ситуация во многом объясняется неблагоприятными географо-экономическими условиями региона и его недостаточной изученностью. Исследования последних десятилетий подтверждают это. Положительную перспективную оценку получили оловорудные проявления Эрulen, Печигтан, Веселое, а также Карат с комплексными молибден-вольфрам-оловянными рудами. Перспективными представляются и недостаточно изученные проявления золото-серебряной рудной формации в Маричском (Журавленок) и Провиденском (Хед, Ближнее) рудных узлах. На бериллиевых проявлениях Знойное и Итыньоргын прогнозируются соответственно среднее и малое месторождения.

На территории есть предпосылки для выявления молибден-медно-порфирового оруденения, стратиформного полиметаллического оруденения с высокими содержаниями серебра (проявление Горное 2) и тонкодисперсного золотого оруденения в карбонатных породах (карлинский тип) в Дежневском рудно-россыпном узле. Здесь же могут быть выявлены небольшие промышленные россыпи по ручьям Пыкэлун и Эйлюкеу и в их окрестностях. В приустьевой части руч. Нэттэвеем возможна оловянная россыпь прибрежно-морского генезиса.

Исследованиями в акваториях Чукотского и Берингова морей установлена потенциальная золото- и оловоносность шельфовых областей, где необходимо продолжение работ в зонах оптимального гидродинамического режима — на со-

временных и затопленных пляжах и бенчах, в затопленных речных долинах. Район богат проявлениями урана, большинство которых (Алаида, Киф, Провиденское, Асяльвик) компактно расположены вблизи автодороги, соединяющей поселки Провидения и Чаплино. Оруденение слабо эродировано; часть высококонтрастных аномалий не заверена горными работами.

Абсолютно не изучена минерагения ультрамафитов в районе оз. Коолень. При доизучении они вполне могут оказаться алмазоносными, тем более что в непосредственной близости от них в пляжевых отложениях Мечигменского залива обнаружены алмазы. Из-за недостатка специализированных исследований минералов-спутников вопрос о коренном источнике алмазов остается открытым. Не получила надлежащей оценки и возможная золото- и платиноносность этих пород, а также гипербазитов в бассейне р. Усхетвеем.

Территория располагает значительными запасами высококачественного графита и небольшими — керамического сырья и мусковита. Запасы разнообразных строительных материалов практически неограниченны.

Высокий нефтегазоносный потенциал шельфовых областей Чукотского моря требует проведения дальнейших работ в этом направлении. Особое значение при создании национального парка «Берингия» приобретают многочисленные источники минеральных вод. В термальных источниках заключены огромные запасы природного тепла, которое необходимо использовать для отопления жилья и сельскохозяйственных теплиц.

В целом высокий, но недостаточно определенный минерально-сырьевой потенциал территории вследствие сложившейся в стране экономической ситуации вряд ли будет востребован в ближайшем будущем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплект геологических карт и схем листа Q-2 представляет собой последнее обобщение геологических и геолого-картографических материалов, отвечающих современным требованиям к новой серии Гостгеолкарт Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000.

Взаимоувязанные карты и схемы комплекта являются результатом анализа обширного геологического и геофизического материала. Проведено тщательное дешифрирование современных аэро- и космоснимков. При интерпретации тектонического развития структур использовалась геодинамическая модель развития земной коры, которая, с точки зрения авторов, наилучшим образом объясняет сложности строения этого региона. Впервые на смежной с запада территории выделена Амгуэмская шовная зона, отделяющая разные по строению блоки современной Северо-Американской плиты. Северный (Арктический) блок примыкает к Северному Ледовитому океану и представляет собой доальбскую коллизионную структуру, запечатанную альб-позднемиоценовыми аэральными эффузивами Охотско-Чукотского окраинно-континентального пояса андийского типа. Южный блок (Берингоморский) представляет собой Корякско-Чукотский коллизионно-аккреционный пояс окраины Тихоокеанского бассейна, запечатанный турон-неогеновыми эффузивами Берингоморского вулканоплутонического пояса невадийского типа.

В рассматриваемом районе интересны резкие отклонения от изостатического равновесия, которое можно было бы ожидать в случае Эскимосского архейского массива. Эти отклонения плотности, так называемые изостатические аномалии, имеющие в плане округлую и линзовидную форму, отражают особенности строения утоненной континентальной коры, движение разноплотных блоков которой приводит не столько к восстановлению равновесия, сколько к его дальнейшему нарушению. Это вызывает интенсивные сдвиговые перемещения в верхних частях литосферы с проникновением магм в зонах присдвиговых растяжений.

В данной работе рассматривается вопрос о полигенетическом и разновозрастном характере метаморфических пород, ранее целиком включаемых в архейский комплекс. На докембрийский и палеозойский комплексы накладываются метаморфические ассоциации меловой и неогеновой магматической ремобилизации, а также минеральные ассоциации, возникающие в тектонитах чешуйчато-надвиговых систем.

В качестве регионального критерия прогнозирования использованы геодинамические обстановки, в которых формировались структурно-вещественные комплексы, определяющие минерагеническую специализацию структур. Все это отражено на соответствующих схемах и карте полезных ископаемых и может

представлять современную основу для планирования и рационального размещения дальнейших геологических и поисковых работ.

Так, с палеозойскими терригенно-карбонатными шельфовыми формациями связывается стратиформное полиметаллическое оруденение и золотое оруденение карлинского типа. В субвулканических образованиях Берингоморского вулкано-плутонического пояса возможно молибден-медно-порфировое и оловянно-порфировое оруденение боливийского типа, а позднеюрские—раннемеловые ультрамафиты могут быть источником золота, платины, хрома и алмазов. Особо подчеркивается рудоконтролирующее и рудолокализирующее значение надвиговых структур. Районирование на нефть и газ, проведенное с учетом новейших сейсмоакустических исследований, позволяет надеяться на выявление на шельфе Чукотского моря месторождений типа известных на Аляске.

Впервые для данного региона составлена карта четвертичных образований масштаба 1 : 1 000 000, которая важна для решения экологических проблем.

К числу вопросов, требующих дальнейшего разрешения, следует отнести прежде всего стратиграфические проблемы: уточнение стратиграфического объема леурваамской свиты верхнего мела, объема триасовой кымынейвеемской толщи, уточнение возраста пенкигнейской и этельхвылеутской серий с использованием микрофаунистического анализа.

Особого внимания заслуживает изучение перспективных типов оруденения, нетрадиционных для рассматриваемой территории. Совершенно не решена проблема коренных источников алмазов, обнаруженных в пляжевых отложениях Мечигменского залива.

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ К КАРТЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Индекс квадрата и номер объекта на карте	Полезное ископаемое	Характер объекта* Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
II-1-1	Полезное ископаемое	П	Мыс	28, 68
II-1-2	Мрамор строительный	П	Дженретлен, м.	28, 68
II-1-3	Песок строительный	П	Нешканское	28, 68
II-1-4	Песчано-гравийный материал	ММ/НР	Энымчокотрын, м	28, 68
II-1-5	Глина кирпичная	П	Воскьянранай, гора	28, 68
II-1-6	Глина кирпичная	П	Ээмычен, оз	28, 68
II-1-7	Песок строительный	ММ/НР	Колючинская губа	28, 68
II-1-8	Вода азотная термальная лечебная	И	Нешканское	28, 68
II-1-10	Вода минеральная лечебная	И	Тэюкейские	28, 53, 68
II-2-1	Песок строительный	П	Мэминское	28, 68
II-2-2	Глина кирпичная	П	Эмелинское	28, 68
II-2-4	Песчано-гравийный материал	ММ/НР	Флю	28, 68
II-2-5	Олово	МРМ/З	Щель	62, 68
II-2-7	Олово	П	Щель	62, 68
II-2-8	Пегматит керамический	П	Алькатыквеем, р.	28, 68
II-2-9	Графит	П	Тельгарвеемское	24, 42
II-2-10	Мусковит	П	Ойвын	28, 68
II-2-11	Графит	ММ/НР	Куб	24, 28, 68
II-3-1	Известняк строительный	ММ/НР	Нэттэн, м.	28, 68

* Принятые сокращения. Месторождения: МК — коренное крупное, ММ — коренное малое, МРМ — россыпное малое; П — проявление; ПР — проявление россыпное; И — источник; ГЛ — грязь лечебная.

Промышленная освоенность месторождений: Э — эксплуатируемое, З — законсервированное, НР — неразведанное.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Акиншин В. В. Геология и петрология Усхэтвеевского ультрамафического комплекса. Автореферат диссертации. М., Изд-во МГУ, 1990. 17 с.
2. Белый В. Ф. Усхэтвеевский комплекс субвулканических ультрамафитов (Чукотский полуостров). Магадан, 1995. 118 с.
3. Биске С. Ф. Четвертичные отложения Крайнего Северо-Востока СССР. Новосибирск, Наука, 1978. 110 с.
4. Богомолов Г. И. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q-1-XXIII, XXIV. Объяснительная записка. М., 1977.
5. Борзаковский Ю. А., Романова С. Г. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q-2-XVI, XVII. Объяснительная записка. М., 1968.
6. Борзаковский Ю. А., Ольховик В. М., Тимачев В. М. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q-2-XXXI, XXXII. Объяснительная записка. М., 1968.
7. Верховская Н. Б., Кундышев А. С. Четвертичные отложения западного побережья Берингова пролива. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1987. 115 с.
8. Гагиев М. Х. Средний палеозой Северо-Восточной Азии. Магадан, 1996. 118 с.
9. Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР (Магаданская область и Охотский район Хабаровского края). Полезные ископаемые. М., Недра, 1983, с. 9—152, 236.
10. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8, Восток СССР. Л., Недра, 1984, с. 508—514.
11. Гидрогеология СССР. Т. XXVI. Северо-Восток СССР. М., Недра, 1972, с. 94—168.
12. Жуланова И. Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М., Наука, 1990. 304 с.
13. Загрузина И. А. Некоторые особенности петрологии магматических и метаморфических образований Восточной Чукотки // Петрология магматических образований Чукотки. М., Наука, 1969.
14. Загрузина И. А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М., Наука, 1977.
15. Иванов В. В. Осадочные бассейны севера Тихоокеанского подвижного пояса // Тихоокеанская геология, 1983, № 5, с. 3—12.
16. Иванов В. Ф. Четвертичные отложения побережья Восточной Чукотки. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1986, с. 36—100.
17. Иванов О. Н., Крюков Ю. В. Докембрий восточного сектора Советской Арктики // Геология и геофизика, 1973, № 9, с. 50—59.
18. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (Роскомнедра). СПб.—М., 1995.
19. Калабин А. И. Минеральные источники Северо-Востока СССР. М., 1959.
20. Калабин А. И. Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока СССР // Труды ВНИИ золота и редких металлов. Т. XVIII. М., 1960.
21. Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск, Наука, 1985. 197 с.
22. Крюков Ю. В., Недомолкин В. Ф. Стратиграфия протерозойских метаморфических пород восточной части Чукотского полуострова // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 20, Магадан, 1972, с. 16—24.
23. Крюков Ю. В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q-1-XVII, XVIII. М., 1985.
24. Крюков Ю. В. Графитоносность Восточной Чукотки // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1982, с. 153—156.
25. Крюков Ю. В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q-1-XI, XII. М., 1978.
26. Крюков Ю. В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q-2-XIII, XIV. Объяснительная записка. М., 1980.
- 26а. Натальин Б. А. Позднемеловые—четвертичные деформации Чукотского полуострова и происхождение бассейна Хоуп и надвигового пояса Геральда (Чукотское море) // Геотектоника, 1999, № 6, с. 76—93.
27. Крюков Ю. В., Плясунов В. И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q-2-XXV. Объяснительная записка. М., 1987.
28. Крюков Ю. В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q-2-VII, VIII, IX. Объяснительная записка. М., 1987.
29. Методические указания по применению рационального комплекса геолого-геохимических и геофизических методов при поисках и оценке коренных месторождений олова (прогнозно-поисковый комплекс). М., 1988, с. 5—26.
30. Мальшиева Г. М., Вяткин Б. В. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000. Лист Q-58, 59 (Марково) СПб., 1999.
31. Металлогеническая карта Магаданской области и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 1 500 000. Северо-Восточный Комитет по геологии и использованию недр. 1994.
32. Научные основы прогнозирования мощных угольных пластов. Л., Недра, 1985. 205 с.
33. Недомолкин В. Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q-2-XIX. Объяснительная записка. М., 1978.
34. Недомолкин В. Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q-2-XV. Объяснительная записка. М., 1982.
35. Основы металлогенического анализа при геологическом картировании. Металлогения геодинамических обстановок / Г. С. Гусев, В. В. Зайков, Е. В. Зайкова, А. А. Ковалев, Е. И. Леоненко и др. М., 1995. 465 с.
36. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов / В. М. Ненахов, В. В. Иваников, Л. В. Кузнецов, Ю. Н. Стрик. М., 1992. 100 с.
37. Паракецов К. В., Паракецова Г. И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и раннемеловых отложений Северо-Востока СССР. М., Недра, 1989.
38. Петров О. М. Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. М., Недра, 1966, с. 37—105.
39. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. СПб., 1995.
- 39а. Попов В. И. Системы вихревых структур в тектоническом строении территории Северо-Востока Российской Федерации (по геофизическим данным) // Бюл. МОИП, сер. геол. (в печати).
40. Размахнин Ю. Н. Вероятная модель боливийских оловорудных месторождений типа Лялягуа, Оруро, Потоси и др. // Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976.
41. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР. Магадан, 1982, с. 70—81.
42. Романова С. Г., Жукова Э. Г., Пятницкий В. В. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q-2-XXI, XXII, XXIII. Объяснительная записка. М., 1969.
43. Романова С. Г., Жукова Э. Г. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q-2-XXV. Объяснительная записка. М., 1970.
44. Романова С. Г., Жукова Э. Г., Маркин В. В. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q-1-XXIX, XXX, XXXVI. Объяснительная записка. М., 1970.
45. Романова С. Г., Жукова Э. Г. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q-2-XX. Объяснительная записка. М., 1970.
46. Сосунов Г. М., Павлова О. Н., Гельман М. Л. Геологическая карта Северо-Востока СССР масштаба 1 : 1 500 000 (таблицы региональной легенды). Магадан, 1982.
47. Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон. Л., 1975.
48. Стратиграфический словарь СССР. Триас, юра, мел. Л., 1979.
49. Стратиграфический словарь СССР. Палеоген, неоген, четвертичная система. Л., 1982.
50. Тынанкергав Г. А., Бычков Ю. М. Кремнисто-вулканогенно-терригенные верхнетриасовые отложения запада Чукотского полуострова // ДАН СССР, 1987, т. 296, № 3.
51. Устиев Е. К. Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях // Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 4.
52. Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений. М., Недра, 1995, с. 133—138, 307—312.

53. Чукотка. Природно-экономический очерк. М., Арт-Литэкс, 1995, с. 370.
54. Шенетов С. В. Стратиграфия континентального мела Северо-Востока России. Магадан, 1995.

54a. Jeffrey M. Amato, James E. Wright, Phillip B. Gans and Elisabet L. Miller. Magmatically induced metamorphism and deformation in the Kigluaik gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska // *Tectonics*, 1994, vol. 13, № 2, p. 115—527.

55. Akinin V. V., Gelman M. L., Sedov B. M., Amato J. M., Miller E. L., Toro J., Calvert A.T., Fantini R. M., Wright J. E., Natal'in B. A. Koolen metamorphic complex, NE Russian Implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // *Tectonics*, 1997, vol. 16, № 5, p. 713—729.

55a. Kimberly A. Hannula, Elisabet L. Miller, Trevor A. Dumitru, Jeffrey Lee, Charles M. Rubin. Structural and metamorphic relation in the southwest Seward Peninsula, Alaska: Crustal extension and the unroofing of blueschists // *Geological Society of America Bulletin*, May, 1995, p. 536—553.

56. P. D. Maniar, Ph. M. Piccoli. Tectonic discrimination of granitoids // *Geological Society of America Bulletin*, vol. 101, № 5, p. 635—643.

57. Chappel B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types // *Pacific Geol.*, 1974, vol. 8, № 2, p. 173—174.

58. Harris H. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Collision tectonics / M. P. Cowarol, A. C. Ries // *Geol. Soc. Spes. Publ.*, 1986, № 19, p. 67—81.

59. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks // *J. Petrol.*, 1984, vol. 25, pt. 44, p. 956—963.

59a. Boris A., Natal'in, Jeffrey M. Amato, Jame Toro and James E. Wright. Paleozoic rocks of northern Chukotka, Peninsula, Russian Far East: Implications for the tectonics of the Arctic region // *Tectonics*, 1999, vol. 18, № 6, p. 977—1003.

Фондовая

60. Айнемер А. И., Ашикеев Л. И. и др. Закономерности размещения россыпей и россыпепооявления золота и олова и прогнозная оценка шельфовых зон Чукотского и Берингова моря. НИИГА. Л., 1977.

61. Богдзевич О. И. Тема № 187: Изучение рыхлых отложений прибрежной зоны шельфа Чукотского моря от Колочинской губы до мыса Сердце-Камень в связи с оценкой россыпной металлоносности побережья. ВИНПО «Союзморинжгеология». Рига, 1983.

62. Белоглазова О. Н. Отчет о поисках россыпей олова в северной части Восточно-Чукотского массива в 1988—1991 гг. Эгвекинот, 1991.

63. Бутков В. П., Ермоленко В. Г., Опарина Г. А. Отчет по теме № 1046: Стратиграфия девонских отложений Чукотской складчатой области для целей крупномасштабного картирования. ЦКТЭ СВПГО. Магадан, 1985.

64. Гуськов Л. Г. Отчет о результатах геологической съемки шельфа в масштабе 1 : 200 000 северо-западной части Берингова моря (район бух. Провидения). Петропавловск-Камчатский, 1988.

65. Гутников А. С., Крутойарский М. А. и др. Отчет о результатах прогнозно-оценочных и геолого-геофизических работ на россыпи золота и олова в береговой зоне Берингова моря (от м. Дежнева до м. Литке) за 1978—1979 гг. Л., 1980.

66. Дорофеев В. К. Россыпная металлоносность Берингоморской шельфовой области. Л., 1988.

67. Зима С. Л., Широкий Б. И. Отчет Камчатской партии о результатах поисковых работ на благородный корунд в пределах Лаврентьевской площади в 1990—1999 гг. Далькварцсамоцветы, 1993.

68. Кадастр к «Регистрационной карте полезных ископаемых Восточной Чукотки» масштаба 1 : 500 000. Фонды ГГП «Георегион», 1997.

69. Казинский В. А. Отчет о работе Диоритовой геологосъемочной партии масштаба 1 : 50 000 за 1967 г. Пинакуль, 1968.

70. Казинский В. А. Отчет по геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в окрестностях пос. Провидения за 1976 г. (Провиденский отряд). Лаврентия, 1977.

71. Казинский В. А. Отчет о геологической съемке и поисках полезных ископаемых масштаба 1 : 50 000 бассейна верхнего течения рек Нунымувеем и Курупка за 1979 г. (Нунымувеемский отряд). Лаврентия, 1980.

72. Казинский В. А., Казинская Г. И. Легенда Чукотской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е), 1999.

73. Костальский Е. М., Фильмонов Б. Н., Ващилова Л. Я., Яковлев В. П. Отчет о работе Восточно-Чукотской гравиметрической партии масштаба 1 : 1 000 000 за 1966 г. 1967.

74. Копылова Т. Н., Полькин Я. И., Гапоненко Г. И., Дитмар А. В. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Чукотского моря и прилегающих земель. (Отчет по теме ИП 177-11/569101 (37): Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Чукотского моря и прилегающих земель). Л., 1974.

75. Крюков Ю. В., Казинский В. А. Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000 на территории листов Q-1-XI, XII; Q-1-XVII, XVIII за 1971—1972 гг. Лаврентия, 1973.

76. Крюков Ю. В. Отчет Игельхвеемской геологосъемочной партии за 1967—1970 гг. Лаврентия, 1971.

77. Крюков Ю. В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q-1-XVII, XVIII. Объяснительная записка. М., 1976.

78. Крюков Ю. В. Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на севере Уэленского поднятия (Q-2-VII, VIII, IX; Нешканский отряд, 1977—1978 гг.). Лаврентия, 1980.

79. Кузьмин В. С. Геология и петрография метаморфических образований Уэленского поднятия Восточно-Чукотского массива (информационный полевой отчет). Эгвекинот, 1994.

80. Кыштымов А. И., Крутойарский В. И. Отчет по теме № 953: Изучение опорных разрезов плиоцен-четвертичных отложений Восточной и Западной Чукотки. ЦКГЭ СВ ПГО. Магадан, 1980.

81. Кыштымов А. И., Крутойарский В. И., Белая Б. В. Объяснительная записка к корреляционной стратиграфической схеме палеогеновых и неогеновых отложений Арктического и Тихоокеанского побережья Чукотки. Магадан, 1989.

82. Майков В. В. Объяснительная записка к карте-схеме масштаба 1 : 50 000 радиоактивного загрязнения территории деятельности Восточно-Чукотской геологоразведочной партии. Эгвекинот, 1993.

83. Майоров Л. С. Отчет о результатах опытно-методической геологической съемки масштаба 1 : 200 000 шельфа северо-западной части Берингова моря (район Мечигменского залива) за 1980—1983 гг. ПГО «Севморгеология», Л., 1983.

84. Милашев В. А. Структурное положение и петрология меланократовых мигматитов Чукотского массива (Отчет по теме: Выполнить структурное районирование Анабаро-Оленекского и Чукотского регионов, изучить петрологию мигматитов и определить перспективы выявления кимберлитов и лампроитов). Л., 1988.

85. Невретдинов Э. Б. Отчет Чукотской партии о результатах специализированных поисков на россыпи ТПИ в заливах Мечигменском и Лаврентия в 1984—1986 гг. (Лист Q-2-XV, XVI, XXI, XXII). ПГО «Севморгеология». Л., 1987.

86. Орадовская М. М. Отчет по теме № 757: Палеонтолого-стратиграфическое обоснование расчленения ордовикских и силурийских отложений Восточной Чукотки за 1966—1969 гг. ЦКГЭ СВПГО. Магадан, 1969.

86a. Оточкин В. В., Иванов В. А. Отчет о региональных сейсмических работах в Чукотском и Беринговом морях за 1988—1989 гг. Северо-Тихоокеанская геологоразведочная экспедиция ПГО «Дальморгеология», МГ СССР СР (МОВ ОГТ). 1989.

87. Переладов В. Т. Отчет о поисково-ревизионных работах по заверке слабо изученных рудопоявлений и перспективных геохимических аномалий олова и вольфрама на территории деятельности ВЧГРЭ за 1987—1990 гг. Листы Q-1-15, 16; Q-2-51, 56 (Заверочный отряд). Эгвекинот, 1990.

88. Прага С. Л. Отчет по поискам россыпей золота на побережье лаг. Уэлен за 1975 г. (Усенский отряд). Лаврентия, 1975.

89. Прага С. Л., Крюков Ю. В. Отчет о поисково-геоморфологических работах масштаба 1 : 50 000 на восточном побережье Колочинской губы за 1975—1977 гг. (Укыввеемский отряд). Лаврентия, 1978.

90. Пуляев Н. П. Отчет о результатах прогнозно-оценочных работ на россыпи золота и олова в береговой зоне северо-западной части Берингова моря (от зал. Лаврентия до прол. Сенявина) за 1980—1983 гг. ПГО «Севморгеология». Л., 1983.

91. Семенов О. В. Отчет о поисково-оценочных работах в западной части Устлинской рудоносной площади в 1975 г. (Скалистый отряд). Лаврентия, 1976.

92. Собченко Ю. И. Отчет о детальных поисках редких металлов в районе пос. Провидения в 1979 г. (Кифский отряд). Эгвекинот, 1980.

93. Сухов К. С., Бабий С. П. Объяснительная записка к геолого-геоморфологической основе масштаба 1 : 100 000 для прогнозирования и поисков россыпей золота в северо-западной части Колочинско-Мечигменского прогиба на площади листов Q-1-58, 60 71, 72, 84, 96; Q-2-49, 61, 73, 85. Эгвекинот, 1986.

94. *Тынанкергав Г. А., Казинский В. А.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в бассейне верхнего течения рек Курупка и Ионивеем. Листы Q-1-108-Б, Г; -1-119-Б; -1-120-А, Б; Q-2-85-В, Г; -2-97-А, Б, В, Г; -2-109-А, Б (Верхне-Курупкинский отряд, 1978, 1980—1983 гг.). Эгвекинот, 1983.

95. *Федюкович О. А.* Отчет о результатах геологической съемки шельфа масштаба 1 : 200 000 северо-западной части Берингова моря (район косы Чаплина) за 1983—1985 гг. ПГО «Севморгеология». Л., 1986.

96. *Цуканов Ю. В., Величко С. В.* Поиски россыпных месторождений золота в юго-восточной части Ванкаремской низменности. Металлогеническая и прогнозная карты золота, олова и вольфрама северной части Чукотского полуострова масштаба 1 : 200 000. Эгвекинот, 1988.

97. *Шадрин В. Е.* Отчет о работе Утавеевской поисково-геоморфологической партии масштаба 1 : 50 000 за 1971 г. Лаврентия, 1972.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>Е. П. Сурмилова</i>	3
Стратиграфия	9
Протерозой—нижний палеозой. <i>Е. П. Сурмилова</i>	10
Ордовикская система. <i>Е. П. Сурмилова</i>	12
Силурийская система. <i>Е. П. Сурмилова</i>	13
Девонская система. <i>Е. П. Сурмилова</i>	13
Каменноугольная система. <i>Е. П. Сурмилова</i>	15
Триасовая система. <i>Е. П. Сурмилова</i>	17
Меловая система. <i>Е. П. Сурмилова</i>	19
Палеогеновая система. <i>Е. П. Сурмилова</i>	22
Неогеновая система. <i>Е. П. Сурмилова</i>	22
Четвертичная система. <i>Е. А. Дыканюк</i>	24
Интрузивные образования. <i>А. М. Манукян</i>	29
Тектоника. <i>Е. П. Сурмилова</i>	52
Геоморфология. <i>Е. А. Дыканюк</i>	68
Гидрогеология. <i>Т. С. Степина</i>	74
История геологического развития. <i>Е. П. Сурмилова</i>	83
Геолого-экологическая характеристика. <i>Е. П. Сурмилова</i>	85
Полезные ископаемые. <i>Ю. А. Владимирцева</i>	87
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка общих перспектив территории. <i>Ю. А. Владимирцева</i>	122
Заключение. <i>Е. П. Сурмилова, Ю. А. Владимирцева</i>	127
Указатель месторождений и проявлений к карте полезных ископаемых. <i>Ю. А. Владимирцева</i>	129
Список литературы	134