

УДК 551.77(571.66)

## РЕГИОНАЛЬНЫЕ УГЛОВЫЕ НЕСОГЛАСИЯ В КАЙНОЗОЕ КАМЧАТКИ

© 1996 г. М. Н. Шапиро\*, Ю. Б. Гладенков\*\*, А. Е. Шандер\*\*

\*Объединенный институт физики Земли РАН  
123810 Москва, Большая Грузинская, 10, Россия\*\*Геологический институт РАН  
109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 27.06.95 г.

Анализ кайнозойских разрезов Камчатки – одного из районов зоны перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту – позволил выявить в них несколько угловых несогласий. Они имеют региональное распространение и приурочены к определенным временным интервалам. Выделены три–четыре таких уровня: на границе мела и палеогена (видимо, неповсеместное), предсреднеэоценовый, предплиоценовый и, видимо, четвертичный. Эти несогласия являются отражением кратковременных тектонических деформаций. Они сопровождались формированием трех крупных складчато-надвиговых зон (или зон смятия) в пределах Камчатки.

**Ключевые слова.** Кайнозой, угловые несогласия, перерывы, структурно-формационные зоны, зоны смятия, тектонические деформации.

### ВВЕДЕНИЕ

Наблюдаемые в обнажениях угловые несогласия всегда указывают на важные тектонические события, происшедшие между накоплением нижнего и верхнего комплексов. Но, как правило, имеется существенный возрастной разрыв между самыми молодыми деформированными и самыми древними перекрывающими слоями, что затрудняет датировку этих событий. Там, где структура региона относительно проста и хорошо изучена, а поверхности угловых несогласий прослежены на больших площадях, проблема часто решается простым анализом геологических карт и разрезов. Но в большинстве складчатых областей, где структура сложная, а ее изученность в силу тех или иных причин недостаточна для непрерывного прослеживания этих поверхностей и где они наблюдаются лишь в изолированных обнажениях или на небольших участках, отделенных друг от друга десятками с сотнями километров, – там корреляция тектонических событий, приведших к угловым несогласиям, требует некоторых допущений.

Во-первых, предполагается одновременность и ареальное распространение сильных тектонических деформаций в пределах крупных доменов, характеризующихся однородным строением разрезов и в отечественной литературе обычно называемых структурно-формационными зонами. Во-вторых, предполагается столь же ареальный характер постдеформационного поднятия и размытия. В результате таких событий в пределах одной структурно-формационной зоны стратиграфическая граница двух толщ не должна быть на

одном участке согласной, а на другом – поверхностью углового несогласия. Естественно, при этом ограничивается круг коррелируемых тектонических событий. К ним относятся прежде всего так называемые фазы складчатости – относительно кратковременные эпизоды общего сжатия, обуславливающие как интенсивную деформацию чехла, так и общее утолщение коры, ведущее к изостатическому подъему деформированной площади.

В рамках этих допущений возраст деформаций, приведших к наблюдаемым в обнажениях угловым несогласиям устанавливается путем исключения тех интервалов времени, которым в данной структурно-формационной зоне соответствуют согласно напластованные разрезы. Этот подход дополняется и подкрепляется прямым датированием несогласий в тех редких обнажениях, где возраст нижнего и верхнего комплексов достаточно близок.

С этих исходных позиций ниже проводится анализ угловых несогласий палеогена и неогена Камчатки.

### РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР УГЛОВЫХ НЕСОГЛАСИЙ В КАЙНОЗОЕ КАМЧАТКИ

Сведения об угловых несогласиях в кайнозойских толщах Камчатки отражены в многочисленных публикациях. Однако целенаправленного синтеза этих данных до сих пор нет. К тому же до последнего времени не хватало геологических материалов по ряду ключевых районов, где несогласия представлены достаточно четко. Кроме того,

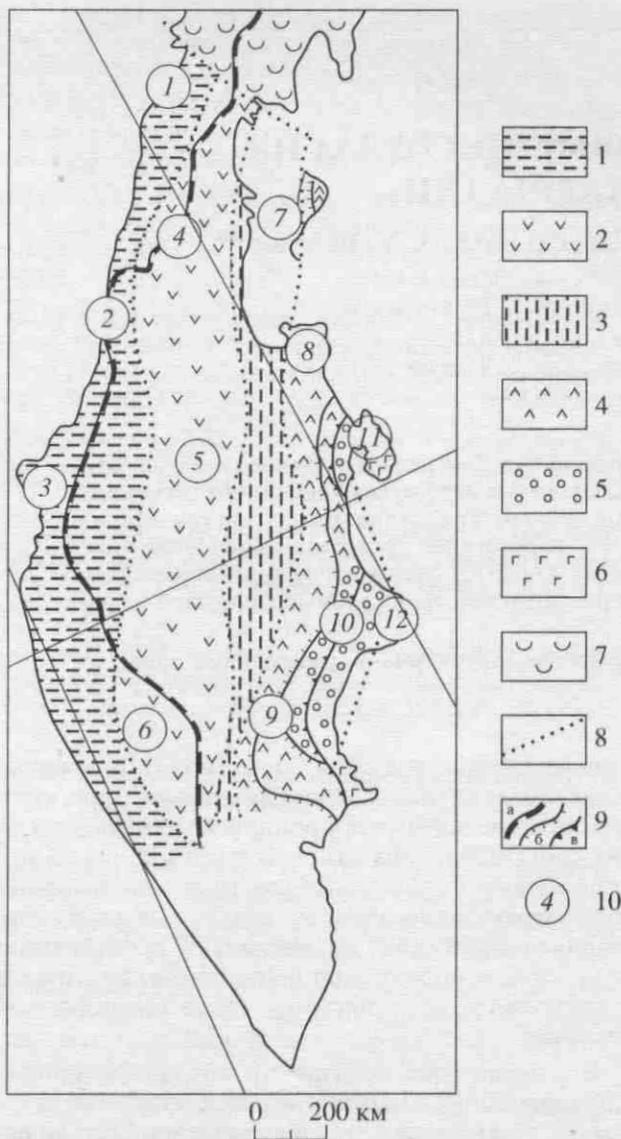


Рис. 1. Схема районирования кайнозоя Камчатки.

1 – Западная Камчатка; 2 – зона Срединного хребта; 3 – Центрально-Камчатская депрессия; 4 – зона восточных хребтов; 5 – Тюшёвский прогиб; 6 – зона восточных полуостровов; 7 – Олюторская структурно-формационная область; 8 – границы структурно-формационных зон; 9 – главные надвиги (а – Лесновский, б – Ветловский, в – Гречишкина); 10 – положение районов, соответствующих колонкам на рис. 7.

оставались слабо разработанными стратиграфические схемы многих частей полуострова, что препятствовало надежной корреляции разрезов и несогласий. В последние годы появились новые данные по этим вопросам, а начавшийся переход на стратиграфические схемы нового поколения с широким использованием зональных подразделений позволяет сопоставлять геологические события на значительно более надежной основе, чем раньше (Гладенков и др., 1991, 1992).

Рассмотренный ниже фактический материал сгруппирован в соответствии с тектоническим районированием региона (Геология СССР, 1964). На Камчатке традиционно выделяются несколько кайнозойских структурно-формационных зон, в первом приближении совпадающих с основными морфоструктурами полуострова (рис. 1). С запада на восток это *Западная Камчатка*, соответствующая низменностям вдоль побережья Охотского моря и нижним частям западных склонов Срединного хребта, *зона Срединного хребта*, *Центрально-Камчатский прогиб*, включающий Центрально-Камчатскую депрессию на юге и побережье пролива Литке на севере, *зона восточных хребтов*, включающая также п-ов Озерный и юго-восточную часть о. Карагинского и *зона восточных полуостровов* (Шипунского, Кроноцкого и Камчатского Мыса). Между двумя последними зонами выделяется узкий и фрагментарно обнаженный *Тюшёвский прогиб*, который также может рассматриваться как самостоятельная структурно-формационная зона. Границы между зонами достаточно условны, и на разных этапах имели различную природу. Из рассмотрения практически исключена самая южная часть полуострова, где развиты преимущественно вулканогенные образования, стратиграфия которых сейчас существенно пересматривается. Кроме того, в этой статье практически не рассматриваются несогласия внутри плиоцен-четвертичных разрезов.

*Западная Камчатка.* Кайнозойские образования распространены здесь очень широко и представлены шельфовыми осадками, континентальными отложениями и вулканитами. Вся южная часть зоны (к югу от р. Рассошина) перекрыта рыхлыми четвертичными отложениями. Севернее наиболее известные разрезы кайнозоя описаны в обрывах Охотского побережья, где выделены стратотипы большинства региональных стратиграфических горизонтов от палеоценовых до плиоценовых.

Наиболее низкие горизонты кайнозоя, относящиеся к палеоцену, описаны, в частности, к северу от Паланы, где к ним (по флоре) отнесена континентальная песчано-конгломератовая анадырская свита. В устье р. Анадырки она с несогласием перекрыта континентальными отложениями среднего эоцена (усть-анадырская свита) (Гладенков и др., 1991) (рис. 2).

На Кахтанинском мысе континентальные вулканиты верхней части нижнего эоцена ( $49 \pm 1.9$  млн. лет) с резким несогласием перекрываются морскими отложениями среднеэоценовой снатольской свиты (Гладенков и др., 1991, рис. 20). Основание нижнеэоценовых эффузивов не вскрыто.

Палеоценовые континентальные и лагунные отложения с горизонтами вулканитов образуют

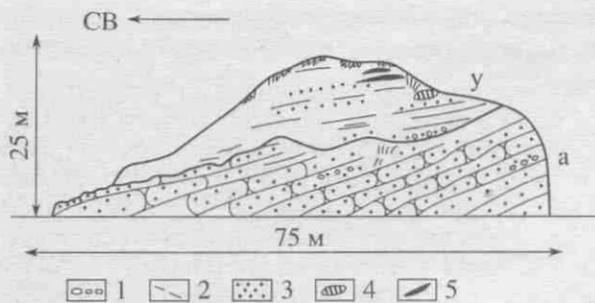


Рис. 2. Угловое несогласие между палеоценом (а – анадырская свита) и эоценом (у – усть-анадырская толща) на морском побережье Западной Камчатки севернее р. Анадырки.

1 – конгломераты, гравелиты; 2 – аргиллиты; 3 – песчаники; 4 – карбонатные конкреции; 5 – углистые породы.

мощную толщу к востоку и юго-востоку от мыса Утхолокского, где они с заметным угловым несогласием перекрываются снатольской свитой (Челебаева, Шанцер, 1988) (рис. 3).

Палеоценовые и нижнеэоценовые (?) слои, согласно надстраивающие друг друга, описаны и на самом севере зоны (Девятилова, 1980). К ним отнесена регрессивная прибрежно-континентальная чемурнаутская серия, основание которой также не вскрыто. Она смята в открытые, хотя местами и крутые складки, и с резким угловым несогласием перекрыта средне-верхнеэоценовыми вулканитами божедомовской свиты (Шапиро и др., 1987, рис. III.3).

Более высокие горизонты кайнозоя – от среднего эоцена до верхнего миоцена включительно на большей части территории Западной Камчатки представлены прибрежно-морскими и шельфовыми свитами. Наиболее полно последовательность этих свит описана в ряде разрезов Охотского побережья: Точилинском, Майначском и других. В этих разрезах угловые несогласия не фиксируются. Но к северу от Паланы, где средний(?)–верхний эоцен представлен континен-

тальными эффузивами свиты Кинкильского мыса, между ней и среднеэоценовыми отложениями усть-анадырской свиты, вероятно, существует небольшое угловое несогласие, связанное с локальными вулcano-тектоническими движениями, непосредственно предшествовавшими извержениям (Гладенков и др., 1991).

В основании плиоцена, там где в морских обрывах к югу от Утхолокского полуострова он залегает на миоцене, фиксируется заметное, хотя и не очень резкое угловое несогласие (Синельникова и др., 1979, рис. 35).

Наиболее сложен вопрос о соотношениях кайнозойских отложений с меловыми, которые также выходят в береговых обрывах, но, как правило, отделены от кайнозоя разрывами. Непрерывные согласные переходы от мела к палеогену не зафиксированы. В некоторых местах ранее было описано несогласное залегание базальных горизонтов палеогенового разреза на меловых породах, но сейчас в ряде случаев доказан среднеэоценовый (снатольский) возраст этих слоев (м. Хайрюзова, м. Омгон, левый берег р. Паланы). В других же случаях (м. Пятибратский, р. Иичегитун) они параллелизуются с более древними горизонтами палеогена, но эта параллелизация не подкреплена возрастными определениями. Только к югу от р. Анадырки фиксируется несогласное залегание палеоценовой анадырской свиты на эффузивах и туфах, относящихся к верхнемеловой усть-паланской свите (Гладенков и др., 1991, рис. 15). Но, хотя разрыв в основании палеогена здесь не вызывает сомнений, угловое несогласие здесь невелико и, по мнению одного из авторов статьи (А.Е. Шанцера), проблематично.

На остальной территории Западной Камчатки обнаженность весьма фрагментарна и, хотя здесь известны все стратиграфические горизонты кайнозоя от палеоцена до плиоцена, большие интервалы согласных разрезов описываются редко. В то же время есть указания на размывы и, возможно, небольшие угловые несогласия в основании утхолокской, ильинской и этолонской свит (миоцен)

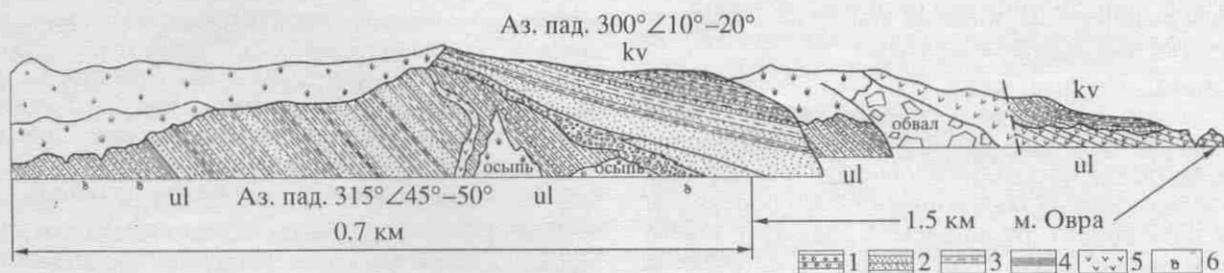


Рис. 3. Угловое несогласие между палеоценом и средним эоценом восточнее мыса Утхолокский (зарисовка берегового обнажения).

1 – базальные конгломераты среднего эоцена; 2 – песчаники; 3 – алеволиты; 4 – аргиллиты; 5 – базальты и андезитобазальты; 6 – места отбора ископаемой фауны; ul – улевенейская серия; kv – снатольская и ковачинская свиты.

там, где они перекрывают подстилающие толщи. Но, как правило, это лишь предположения, основанные не на непосредственных наблюдениях несогласий, а на трансгрессивном перекрытии этими свитами более древних слоев кайнозоя и на присутствии в подошве этих свит грубообломочных пачек.

В то же время на ряде участков наблюдалось в обнажениях или закартировано резко несогласное залегание слабо дислоцированных кайнозойских толщ на интенсивно деформированных породах верхнего мела. В некоторых районах базальные горизонты таких толщ содержат фауну снатольской, ковачинской или гакхинской свит (хр. Медвежий, р. Напана к югу от пос. Тигиль). В других, приуроченных, главным образом, к осевой части Тигильского поднятия, в основании кайнозойского разреза развиты континентальные отложения, большая часть которых при геологических съемках была отнесена к хулгунской (конгломераты) или напанской (угленосные породы) свитам палеоцена и нижнего эоцена (Геология СССР, 1964). Согласно лежащие выше морские осадки содержат фауну снатольской или ковачинской свит (средний-верхний эоцен). Иными словами, здесь рисуется постепенный переход от палеоцена до среднего эоцена, в то время как в береговых разрезах на этом интервале выявлено резкое угловое несогласие. На наш взгляд, это связано не с реальной разницей в тектонической истории береговых и внутренних разрезов Западной Камчатки (которые иногда разделены лишь несколькими десятками километров), а с неточными датировками грубообломочных континентальных толщ основания кайнозоя. В большинстве случаев они основаны не столько на палеонтологической характеристике конкретных обнажений, сколько на их литологической корреляции со стратотипическими разрезами хулгунской и напанской свит в бассейнах рек Снатол и Тигиль. Как показали исследования последних лет, в этих районах значительная часть континентальных толщ содержит среднеэоценовую флору и является возрастным аналогом морской снатольской свиты (Гладенков и др., 1991). По нашему мнению, согласное залегание среднего эоцена на нижнем нигде на Западной Камчатке надежно не доказано.

Таким образом, если говорить о Западной Камчатке в целом, то в разрезе кайнозоя этой структурно-формационной зоны намечаются три интервала, где не наблюдалось надежно установленных согласных соотношений. Это переход от мела к палеоцену, от нижнего к среднему эоцену и от миоцена к плиоцену. Второму и третьему уровням соответствуют хорошо наблюдаемые в обнажениях угловые несогласия. Правда, предплиоценовое несогласие ввиду ограниченности выходов плиоцена наблюдается редко, но с тектоническими движениями в конце миоцена мож-

но связать общую деформированность кайнозойских толщ субрегиона, включая верхний миоцен.

Значительно неопределеннее ситуация на границе мела и кайнозоя, и ее мы должны рассмотреть подробнее с учетом не только прямых, но и косвенных свидетельств за и против существования на этом уровне регионального углового несогласия. Верхний мел Западной Камчатки, выходящий в ядрах крупных антиклиналей и в ограниченных разрывах тектонических блоках, представлен, с одной стороны, кремнисто-туфогенными и вулканогенными толщами (ирунейская свита сантон-кампана, усть-паланская свита предположительно маастрихтского возраста), а с другой стороны – морскими терригенными толщами верхов омгонской серии, относящимися к сантону и кампану. При этом предполагается, что кремнисто-вулканогенные толщи либо наращивают разрез терригенных, либо, как восточнее, в Срединном хребте, являются возрастными аналогами их верхней части и перекрывают их по надвику. Отсутствие переходных разрезов указывает в таком случае на значительную амплитуду надвигания. Большая часть меловых комплексов сложена относительно глубоководными фациями. Вместе с тем усть-паланская свита накапливалась вблизи вулканических островов, а на Утхолокском полуострове терригенная толща предполагаемых верхов мела содержит листовую флору (Челебаева, Шанцер, 1988).

Стиль деформации меловых пород сильно зависит от их состава. Терригенные породы обычно смяты в мелкие крутые складки, интенсивно кливажированы, местами расчешуены, а иногда даже слабо метаморфизованы (хотя в этих случаях отнесение пород к верхнему мелу аргументировано слабо). Интенсивная складчатость типична и для ирунейской свиты. В то же время, по наблюдениям А.Е. Шанцера, на некоторых участках (Кинкильский п-ов, междуречье Напаны и Тигиля) мел залегает относительно спокойно.

Нижнепалеогеновые (палеоцен-нижнеэоценовые) осадочные толщи Западной Камчатки формационно однородны, представлены параличскими, часто грубообломочными молассоидами, в составе которых много продуктов размыва меловых толщ (Григоренко, 1981), но чаще преобладают кайнотипные эффузивы. В этом отношении они близки к базальным горизонтам среднего эоцена, которые также часто представлены параличскими грубообломочными толщами, что иногда является источником ошибок при их корреляциях.

Деформации нижнепалеогеновых толщ Западной Камчатки, наблюдавшиеся на Утхолокском полуострове и на берегу Пенжинской губы, достаточно интенсивны, и по средней крутизне залеганий нижний палеоген сопоставим здесь с верхним мелом. Однако мелкие складки, плейчатость и кливаж, типичные для пород омгонской

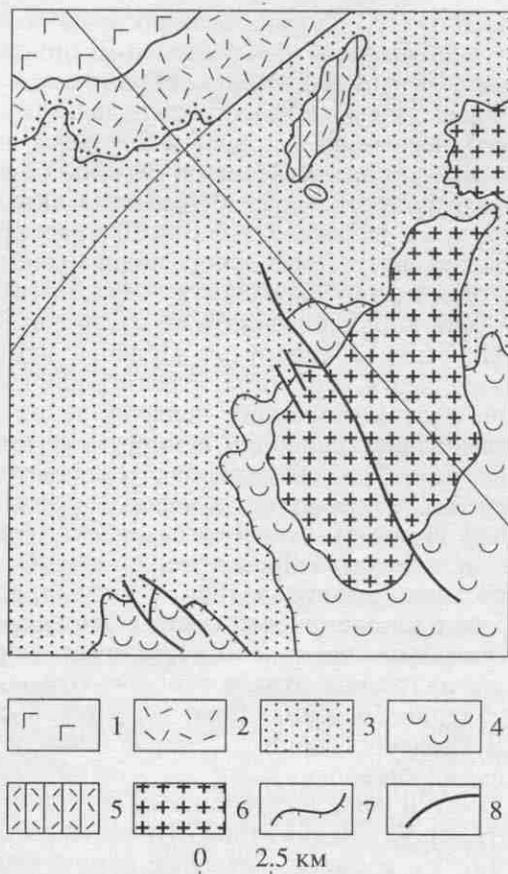
серии, наблюдаются в палеогене лишь вдоль узких приразломных зон.

Определенная смена формаций, моласоидный характер разреза и некоторое ослабление деформаций по сравнению с верхним мелом указывают на важные события, приведшие к изменению общего структурного плана и обстановки осадконакопления на Западной Камчатке. Много говорит за то, что они сопровождались деформацией и разрывом меловых толщ, а эти процессы неизбежно ведут к появлению в разрезе углового несогласия. Поэтому отсутствие в западно-камчатских разрезах согласных переходов от мела к палеогену, скорее всего, является не случайным результатом плохой обнаженности и слабой изученности, а закономерным следствием существования на этом уровне регионального углового несогласия. Вместе с тем мы отчетливо сознаем некоторую условность этого вывода и дальнейших интерпретаций на нем основанных.

**Зона Срединного хребта.** Объединение всех развитых в Срединном хребте кайнозойских образований в единую структурно-формационную зону достаточно условно, так как северная, центральная и южная части хребта по строению кайнозоя заметно различаются.

Северная часть Срединного хребта, или Лесновское поднятие – область широкого развития верхнемеловых толщ, полуприкрытых относительно маломощным и фрагментарным чехлом кайнозоя. Верхний мел так же, как и на Западной Камчатке, представлен, с одной стороны, сравнительно глубоководными терригенными толщами, сформированными у подножия подводного склона (лесновская серия), а с другой – кремнисто-вулканогенными образованиями (ирунейская свита). Верхний возрастной предел и тех, и других оценивается как маастрихтский (Григорьев, Шапиро, 1986; Федоров, 1988). Данные о более молодом, эоценовом возрасте этих толщ (Федорчук, Извеков, 1992) нуждаются в проверке. Оба комплекса интенсивно дислоцированы и разделены региональным Лесновским надвигом, по которому ирунейская свита перемещена на запад (Шанцер и др., 1985).

Наиболее древние кайнозойские образования Лесновского поднятия – это континентальные вулканы бассейнов рек Лесная, Теви и Шаманка, отнесенные здесь к кинкильской свите, и с резким несогласием перекрывающие как лесновскую серию, так иногда и ирунейскую свиту. Кислые субвулканические тела и крупная Шаманкинская интрузия гранитов, генетически связанные с этими эффузивами, прорывают Лесновский надвиг (рис. 4). Радиологический возраст гранитов (K/Ar) по одним данным соответствует концу мела (Геологическая карта..., 1989), а по другим, более поздним, – началу среднего эоцена (Федорчук, Извеков, 1992). Наиболее древние от-



**Рис. 4.** Геологические соотношения меловых и палеогеновых комплексов в районе Шаманкинского гранитного массива на Лесновском поднятии.

1, 2 – палеоген, кинкильская свита: 1 – верхняя часть (базальты и андезиты); 2 – нижняя часть (дациты и риолиты); 3, 4 – верхний мел: 3 – лесновская серия (аргиллиты и песчаники), 4 – ирунейская свита (туфы, кремни, аргиллиты); 5 – субвулканические тела риолитов; 6 – граниты; 7 – Лесновский надвиг; 8 – крутопадающие разрывы.

ложения, непосредственно перекрывающие эту эффузивную серию на Лесновском поднятии – это миоценовая ильинская серия на западном борту Пусторецкой впадины.

В южной и восточной частях Лесновского поднятия меловые породы с резким угловым несогласием перекрываются осадочной толщей, базальные горизонты которой в большинстве случаев относятся к среднеэоценовой снатовской свите, а верхние части имеют возраст от верхнего эоцена (ковачинский горизонт) до олигоцена (утхолокско-вивентекский горизонт). В верховьях р. Шаманки мощные базальные горизонты этой толщи в изобилии содержат гранитоиды и роговики Шаманкинского массива (Шанцер и др., 1985). Здесь возраст конгломератов по флоре определяется как ковачинский, что подтверждается ковачинско-аманинской фауной вышележащих слоев.

Очевидно, что формированию этой толщи предшествовали два этапа размыва Лесновского поднятия. Первый из них был связан с образованием Лесновского надвига, общей складчатостью пород верхнего мела и привел к угловому несогласию под кинкильской свитой. Второй обусловил размыв этой свиты и ее фундамента, включая очаговые зоны вулканов. Неясности в датировке кинкильской свиты Лесновского поднятия не позволяют однозначно определить возраст этих событий. Если параллелизовать ее со свитой Кинкильского мыса к северу от Паланы, как это обычно делается, то тогда стратиграфический перерыв, соответствующий первому этапу размыва охватывает палеоцен и первую половину эоцена, и более точная датировка складчатости, приведшей к угловому несогласию в основании кинкильской свиты, невозможна. В этом случае второй этап размыва Лесновского поднятия следует относить к концу среднего эоцена (граница снатольской и ковачинской свит), а этому противоречит строение эоценовых разрезов его обрамления, где на границе этих свит обычно отмечается углубление бассейна. Если же кинкильскую свиту Лесновского поднятия параллелизовать с палеоцен-нижнеэоценовыми эффузивами Западной Камчатки (мыс Кахтанинский, Утхолокский полуостров), то эти два этапа глубокого размыва совпадают по времени с этапами формирования там угловых несогласий: на границе мела и палеогена и в начале среднего эоцена.

В отличие от Западной Камчатки в северной части Срединного хребта не известны большие непрерывные разрезы кайнозоя. Тем не менее здесь локально фиксируются согласные соотношения ряда свит: от среднеэоценовой снатольской до нижнемиоценовой кулувенской (Геологическая карта..., 1989). Среднемиоценовые ильинская и этолонская свиты на более древнем кайнозое, как правило, залегают с размывом, и слабые угловые несогласия фиксируются только там, где они перекрывают кинкильскую свиту.

В осевой части Срединного хребта, на восточных склонах Лесновского поднятия помимо осадочных кайнозойских толщ широко развиты континентальный эффузивы, ранее относившиеся к ниже-среднемиоценовой березовской свите и миоплиоценовой алнейской серии. В основании обоих комплексов показывались региональные угловые несогласия. При более поздних геологических съемках были выявлены постепенные переходы от ильинской свиты вверх к вулканическим породам. Внутри вулканической серии наряду с постепенными переходами описаны и угловые несогласия, имеющие, скорее всего, локальную, вулканотектоническую природу. Только в основании самого верхнего, плиоцен-четвертичного вулканического комплекса, почти по-

всеместно залегающего горизонтально, угловое несогласие имеет региональный характер.

В южной части Срединного хребта, или Малкинском поднятии, широко развиты домеловые (метаморфические) и меловые породы, а кайнозой в виде небольших полей развит лишь на флангах этого поднятия. Верхний мел так же, как и на севере, представлен терригенными толщами, распространенными преимущественно на западных склонах хребта (кихчикская серия), и кремнисто-вулканогенными толщами, преобладающими на его восточных склонах (ирунейская и кирганинская свиты). Самые молодые из терригенных и кремнисто-вулканогенных толщ относятся к маастрихту и, возможно, к данию (Поздеев, Петрина, 1984).

Наиболее древние кайнозойские образования на западных склонах хребта в его южной части — это континентальные вулканиты черепановской свиты, по абсолютному возрасту соответствующие палеоцену (устное сообщение Д.И. Бабушкина). Их непосредственные контакты с подстилающим мелом не обнажены, но относительно спокойное залегание вулканитов настолько контрастирует со сложной структурой меловых пород, что угловое несогласие в основании черепановской свиты не вызывает сомнения. Более молодые образования включают фрагменты среднеэоценовых, олигоценых и миоценовых свит, с несогласием перекрывающих мел. Контакты между этими свитами наблюдаются очень редко, и выделить уровни, соответствующие возможным внутрикайнозойским угловым несогласиям на этом участке нельзя.

На восточных склонах Малкинского поднятия самые древние кайнозойские осадочные породы по флоре и моллюскам относятся к снатольской свите, контакты которой с мелом обнажены очень плохо. В северной части поднятия мел с угловым несогласием перекрыт вулканитами, выделенными здесь в березовскую свиту (миоцен), но их точная датировка отсутствует.

Центральная часть Срединного хребта — область почти сплошного развития плиоцен-четвертичных вулканитов, из-под которых лишь в глубоких врезках или в отдельных поднятых блоках выходят доплиоценовые породы. Самые древние из них, описанные Ю.В. Жегаловым в составе нижней части так называемой анавгайской серии, относятся к олигоцену, обнажены на восточных склонах хребта по правым притокам р. Еловки и представлены преимущественно эффузивами кислого и среднего состава. Значительно шире распространены среднемиоценовые эффузивы и туфы кававлинской свиты. Выше с небольшим угловым несогласием залегают вулканиты нижнеплиоценовой кахтунской свиты (Валов и др., 1978).

Если суммировать данные по всей структурно-формационной зоне Срединного хребта, то в ее кайнозойском разрезе можно выделить два интервала, в пределах которых не наблюдалось постепенных переходов между толщами и которым могут соответствовать деформации, обусловившие большую часть наблюдаемых угловых несогласий. Верхний отвечает промежутку между средним миоценом и плиоценом, а нижний, весьма широкий, включает палеоцен и нижний эоцен. Столь широкий диапазон нижнего интервала обусловлен отсутствием в Срединном хребте надежно доказанных палеоценовых и нижнеэоценовых толщ. Есть основания полагать, что к этому интервалу относятся кинкильская свита Лесновского поднятия и черепановская – на юге Срединного хребта. В этом случае в Срединном хребте так же, как и на Западной Камчатке, можно будет выделить региональные угловые несогласия, соответствующие переходу от мела к палеоцену и началу среднего эоцена. Если же эти плохо датированные толщи по возрасту близки к снатольской свите (что полностью исключить нельзя), то вопрос о возрасте деформаций, приведших в Срединном хребте к несогласию под средним эоценом, остается открытым.

Учитывая близость как верхнемеловых, так и палеогеновых комплексов Западной Камчатки, с одной стороны, и Срединного хребта – с другой, наиболее вероятно проявление в обеих зонах одних и тех же этапов деформаций: на границе мела и палеогена и в начале среднего эоцена.

**Центрально-Камчатский прогиб.** Палеоген-неогеновый разрез Центрально-Камчатского прогиба известен плохо, так как почти вся его площадь покрыта четвертичными образованиями или морем. В осевой части прогиба кайнозой вскрыт только на водоразделе рек Еловка и Озерная, где его разрез изучен недостаточно. В южной части прогиба оба его борта сложены преимущественно мелом. Западный борт северной части прогиба по строению кайнозойского разреза близок к Срединному хребту. Доснатольские горизонты здесь не обнажаются. Единственный на Камчатке хорошо изученный разрез кайнозоя, который можно рассматривать именно как разрез Центрально-Камчатского прогиба описан в северо-западной части о. Карагинского (Гладенков и др., 1992).

Этот остров зоной крупных продольных разломов разделен на две части. Стратиграфия юго-восточной части близка к стратиграфии восточных хребтов Камчатки. На северо-западе острова разрез начинается с туфогенно-осадочной свиты мыса Тонс среднего-верхнего эоцена и нарастается осадочными, реже туфогенными слоями олигоцена, миоцена и плиоцена. При этом в разрезе нет ни одного углового несогласия, хотя небольшие размывы зафиксированы в основании



Рис. 5. Угловое несогласие между меловыми и неогеновыми толщами на севере о. Карагинского (устье р. Северной).

Условные обозначения см. на рис. 2.

ильхатунской свиты (олигоцен), свиты мыса Плоского (верхи среднего миоцена), юньюньваямской свиты (верхний миоцен) и плиоценовой лимимтеваямской свиты. Структура северо-западной части о. Карагинского простая – это осложненная небольшими перегибами моноклираль. Ближе к разрывам на границе с восточной частью острова наблюдаются крутые залегания, мелкие чешуи и складки.

Подосва свиты мыса Тонс не наблюдалась, но трансгрессивное залегание свиты мыса Плоского на крутопадающих меловых (маастрихтских) слоях восточной части острова хорошо видно к югу от устья р. Северной (рис. 5). Это ярко выраженное угловое несогласие при согласном залегании свиты мыса Плоского на нижележащих отложениях в основном разрезе позволяет предполагать сильные деформации между маастрихтом и средним эоценом.

В качестве разреза, характеризующего палеоген Центрально-Камчатского прогиба, нередко рассматривается разрез Ильпинского полуострова – один из стратотипов палеогена Карякско-Камчатской области, где достигнуто дробное зональное расчленение по известковому микропланктону (Волобуева и др., 1994). Характерная его особенность – отсутствие угловых несогласий от верхов мела до олигоцена включительно. Правда, на границе мела и палеогена существует параллельное несогласие (оно маркируется конгломератами), а в среднем эоцене имеются признаки размыва (грубообломочные пачки килакирнунской свиты в тонких терригенных породах). Несогласие или размыв намечается только в основании средне-верхнемиоценовой континентальной корфовской серии в районе бухты Корфа (Гладенков и др., 1987).

Отсутствием угловых несогласий в интервале между мелом и средним эоценом разрез Ильпинского полуострова отличается от большинства разрезов Камчатки. Не наблюдались такие несогласия и непосредственно к северо-востоку, в Олюторской зоне Корякского нагорья. Но если здесь описаны разрезы с согласным залеганием

палеоценовых отложений на верхнемеловых, то разрезы с непрерывным переходом от нижнего эоцена к среднему здесь не известны. Поэтому этот интервал времени остается наиболее вероятным возрастом интенсивных деформаций, характерных для верхнемеловых и палеоцен-нижнеэоценовых комплексов Олюторской зоны. В этом случае согласное залегание среднего эоцена на нижнем на Ильпинском полуострове, скорее всего, связано с локальным отсутствием здесь постскладчатого поднятия и размыва в начале среднего эоцена. Нельзя, однако, исключить и того, что деформации в Олюторской зоне, включая Ильпинский полуостров, развивались асинхронно с деформациями на Камчатке.

*Зона восточных хребтов.* Кайнозойские образования этой зоны занимают различное структурное положение. На хр. Тумрок, в осевых частях хребтов Кумроч и Валагинский и на их западных склонах досреднеэоценовый кайнозой представлен терригенным флишем дроздовской и тальниковской свит. Последняя содержит палеоцен-нижнеэоценовый комплекс планктонных фораминифер (Бахтеев и др., 1994). Эти свиты согласно и с постепенным переходом сменяют вулканогенные толщи, относящиеся, главным образом, к верхнему мелу, но, возможно, включающие и основание палеоцена (хапицкая свита, валагинская серия). Вместе с подстилающим мелом нижнепалеогеновый флиш смят в серию крутых складок и чешуй, иногда с заметной юго-восточной вергентностью.

На восточных склонах хребтов Кумроч и Валагинский к нижней части палеогена относится пестрая по составу ветловская свита, образующая серию чешуй с восточной вергентностью. Это относительно глубоководная, преимущественно глинистая толща, в разных своих частях обогащенная кремнистыми породами, песчаниками, гравелитами, туфами и базальтами (Шапиро и др., 1984). Ни подошва, ни кровля этого комплекса нигде не вскрыты. Более того, сложная тектоническая структура препятствует однозначной интерпретации последовательности напластования внутри него. Радиолярии и планктонные фораминиферы, собранные из разных частей ветловской свиты, относятся к палеоцену и нижней части эоцена (Цуканов, 1991; Бахтеев и др., 1994). Аналоги этой толщи слагают юго-восточную часть о. Карагинского (Чехович и др., 1990).

Западной границей распространения ветловской свиты служит крупный Ветловский надвиг, по которому мел и нижний палеоген осевой части хребта надвинуты на юго-восток. В Валагинском хребте этот надвиг сопровождается мощной зоной осадочного меланжа (Бахтеев и др., 1994). Восточной границей зоны восточных хребтов является либо надвиг на границе с Тюшевским про-

гибом (хр. Кумроч), либо покров более молодых пород. Таким образом, по составу досреднеэоценовых комплексов зона восточных хребтов четко разделяется на две продольные подзоны, границей которых является Ветловский надвиг.

Среднеэоцен-миоценовые отложения в зоне восточных хребтов приурочены, главным образом, к двум поперечным депрессиям. Первая из них – это южная часть Валагинского хребта. Средний эоцен развит здесь на двух небольших участках: на р. Константиновской и на р. Корниловской. На первом участке откартировано резко несогласное залегание фаунистически охарактеризованных среднеэоценовых терригенных шельфовых осадков на осадочном меланже Ветловского надвига (Бахтеев и др., 1994). Эоцен в свою очередь трансгрессивно перекрыт миоценом, но непосредственный контакт между ними не наблюдался, и об угловом несогласии с уверенностью говорить нельзя. Верхний миоцен согласно лежит на среднем и с угловым несогласием перекрыт плиоценовыми вулканитами.

На р. Корниловской к среднему эоцену относится самая нижняя часть мощной песчано-глинистой трансгрессивно-регрессивной серии, разными горизонтами налегающей на ветловскую свиту, отделяясь от нее поверхностью углового несогласия. Кровля этой серии относится к среднему миоцену. Выше без углового несогласия, но местами, вероятно, с размывом залегает преимущественно конгломератовая толща среднего-верхнего миоцена, с несогласием перекрытая вулканогенными породами плиоцена (щапинская свита и тумрокский комплекс). Плиоценовые вулканиты широко распространены в восточных хребтах и, как правило, дислоцированы очень слабо с сохранением первичных наклонов пород.

Вторая область широкого распространения среднеэоцен-миоценовых отложений в зоне восточных хребтов – это полуостров Озерной, северное погружение хр. Кумроч и депрессия между ними. Наиболее древние части кайнозойского разреза относятся здесь к верхней части среднего эоцена и представлены на п-ве Озерном конской свитой (Литвинов и др., 1990), а в хр. Кумроч – правокротонской (данные М.Е. Бояриновой). И на полуострове, и в хребте средний эоцен согласно перекрывается отложениями верхнего эоцена-среднего миоцена. Вместе со средним эоценом они образуют трансгрессивную серию, разными горизонтами с резким несогласием перекрывающую меловые образования. В середине среднего миоцена фиксируется размыв, но угловых несогласий внутри кайнозойского разреза не отмечено. На Озерном полуострове такое несогласие наблюдается только в основании практически не дислоцированных плиоценовых эффузивов.

Таким образом, как для северной, так и для южной частей зоны восточных хребтов характерны непрерывные разрезы от самых верхов мела до нижнего эоцена и структурно согласные толщи в интервале от среднего эоцена до верхнего миоцена. Отсутствуют разрезы с согласным залеганием среднего эоцена на нижнем и плиоцена на миоцене. Иными словами, деформации, приведшие к резким угловым несогласиям, были возможны лишь на переходе от раннего эоцена к среднему и от миоцена к плиоцену.

**Тюшëвский прогиб.** В качестве Тюшëвского прогиба обычно выделяется относительно узкая и очень неравномерно обнаженная полоса развития мощных, интенсивно дислоцированных терригенных толщ верхней половины палеогена и миоцена, отделяющая от остальной Камчатки восточные полуострова: Шипунский, Кроноцкий и Камчатский Мыс, где преобладают меловые и нижнепалеогеновые комплексы. На широте Шипунского полуострова это, по существу, несколько узких надвиговых чешуй. На широте Камчатского Мыса это также узкая полоса, с северо-запада ограниченная надвинутыми нижнепалеогеновыми породами хр. Кумроч, а с юго-востока перекрытая четвертичными отложениями. И только на Кроноцком перешейке прогиб обнажен почти на всю его ширину. Наиболее древние отложения представлены здесь песчано-аргиллитовыми толщами, относящимися, по данным М.К. Бахтеева, ко второй половине эоцена. Выше без углового несогласия, хотя, возможно, и с разрывом, залегает кремнисто-глинистая олигоцен-нижнемиоценовая(?) чажминская свита. Нижне-среднемиоценовый интервал разреза представлен флишоидной тюшëвской серией. Описано ее согласное залегание на аналогах чажминской свиты (Арсанов, 1978). Присутствие верхнего миоцена в этом пока еще недостаточно изученном разрезе не доказано, хотя и вполне вероятно. Суммарная мощность кайнозой Тюшëвского прогиба превышает 4000 м. Он смят в складки и собран в несколько чешуй, разделенных надвигами, наиболее восточный из которых известен как надвиг Гречишкина. Вся эта система структур с резчайшим угловым несогласием перекрыта практически недислоцированными плиоценовыми вулканитами (рис. 6).

Севернее, в районе Усть-Камчатка, где обнажены лишь небольшие фрагменты Тюшëвского прогиба, в его олигоцен-миоценовом разрезе несогласия не зафиксированы. Важно, однако, отметить, что залегающие здесь в основании разреза конгломераты, условно относящиеся к олигоцену, в значительной мере состоят из обломков пород палеоценовой тарховской свиты, развитой на полуострове Камчатский Мыс. Это говорит о глубоком преолигоценном(?) размыве зоны полуостровов (или ее северной части).

Таким образом, характерной чертой Тюшëвского прогиба, по-видимому, является непрерыв-

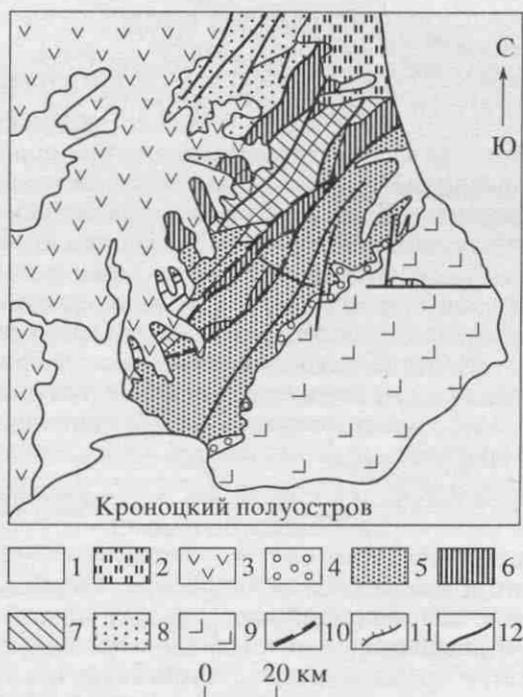


Рис. 6. Схема геологического строения Кроноцкого перешейка.

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – осадочные толщии плиоцена; 3 – плиоцен-четвертичные вулкани- ты; 4 – раkitинская свита; 5 – тюшëвская серия; 6 – чажминская свита; 7 – тундровская свита (эоцен); 8, 9 – меловые и нижнепалеогеновые толщии; 8 – восточных хребтов, 9 – Кроноцкого полуострова; 10 – зона надвигов Гречишкина; 11 – надвиг на границе зоны восточных хребтов и Тюшëвского прогиба; 12 – прочие разрывы.

ность его разреза от среднего эоцена до среднего миоцена. В то же время здесь фиксируются пере- рыв между средним миоценом и плиоценом и рез- кое угловое несогласие в основании плиоцена, со- ответствующее, скорее всего, складчатости на границе миоцена и плиоцена.

**Зона восточных полуостровов** включает (с се- вера на юг) полуострова Камчатский Мыс, Кро- ноцкий и Шипунский. В этой зоне наиболее мощ- ный и полный разрез нижнего палеогена описан на севере полуострова Камчатский Мыс, где вулка- ногенно-осадочная столбовская серия охватывает интервал от маастрихта до низов верхнего эоцена (Беньямовский и др., 1992). Угловые несогласия в этом разрезе не описывались, но, вероятно, есть скрытый перерыв на границе нижнего и среднего эоцена, маркируемый выпадением фаунистиче- ских зон и горизонтами конгломератов. Подошва серии не вскрыта, и ее соотношения с домаас- трихтским мелом (африканской серией) не извест- ны. Столбовская серия смята в крупные складки, перекрытые только плио-плейстоценовым чех- лом ольховской свиты. Единственное косвенное

свидетельство возраста этой складчатости – уже упоминавшиеся обломки пород нижней части столбовской серии (тарховской свиты) в олигоценых(?) конгломератах Тюшëвского прогиба.

В южной части полуострова, где преобладают интенсивно дислоцированные меловые комплексы, закартировано несколько мелких блоков и тектонических чешуй, сложенных миоценовыми осадками. Значительно более спокойное залегание ольховской свиты говорит о деформациях в конце миоцена – начале плиоцена. В то же время и сама ольховская свита местами сильно деформирована, что определяется активной тектоникой этого блока, расположенного на сочленении двух островных дуг.

На Кроноцком полуострове стратиграфия разбитых здесь верхнемеловых и нижнепалеогеновых толщ пока не имеет однозначной интерпретации. Долгое время здесь выделялись свита мыса Каменистого (коньяк–даний) и перекрывающая ее с угловым несогласием нижнепалеогеновая кроноцкая серия, разделенная на кубовскую и козловскую свиты (Садреев, Долматов, 1965). В свите мыса Каменистого выделялись две толщи: нижняя, содержащая коньяк–кампанских радиолярий, и верхняя, где в одной точке были определены радиолярии верхнего мела – нижней части палеоцена (Цуканов, 1991). Эти толщи разделены разрывами и зонами серпентинитового меланжа. Новые определения планктонных фораминифер и нанопланктона из верхней толщи имеют эоценовый возраст (Беньямовский и др., 1992). Нижняя, кубовская свита кроноцкой серии, которая ранее относилась к палеоцену (Серова, 1966), согласно новым определениям планктонных фораминифер и нанопланктона, относится частично к верхам нижнего и в основном к среднему эоцену. Поскольку кубовская свита имеет стратиграфические контакты только с верхней толщей свиты мыса Каменистого, то они (с учетом новых датировок) говорят только о соотношениях внутри палеогена, а характер мел–палеогеновой границы остается здесь неизвестным. Угловое несогласие в основании кубовской свиты также нельзя считать неизвестным. Угловое несогласие в основании кубовской свиты также нельзя считать доказанным. Во всяком случае, в тех обнажениях, где такое несогласие описывалось (Цуканов, 1991), нижний комплекс представлен подушечными базальтами, в которых точное определение залегания невозможно. Присутствие в конгломератах кубовской свиты обломков гипербазитов также не может считаться решающим доводом в пользу несогласия в ее подошве.

Характерной особенностью разреза Кроноцкого полуострова является устойчивость достаточно специфической геохимической характеристики базальтов, начиная от верхов мела (нижняя

толща свиты мыса Каменистого), до верхов среднего эоцена (козловская свита) (Хубуная, 1987). Это можно рассматривать как довод в пользу отсутствия в это время резких перестроек в тектоническом развитии района. В то же время разрыв в основании кубовской свиты и отсутствие в разрезах Кроноцкого полуострова фаунистически охарактеризованного палеоцена и большей части нижнего эоцена позволяет предполагать на этом уровне существование перерыва, связанного с тектоническими деформациями.

В основании козловской свиты, перекрывающей кубовскую, как правило, наблюдается разрыв, а местами и слабые угловые несогласия.

На западных склонах горного массива Кроноцкого полуострова, на границе с Тюшëвским прогибом козловская свита с отчетливым угловым несогласием перекрыта маломощной, выклинивающейся к востоку терригенной толщей, базальная часть которой, включающая угленосные слои, песчаники с ракушняками, а также кремнисто-глауконитовые породы, выделена в раkitинскую свиту. Моллюски, бентосные фораминиферы и диатомовые водоросли раkitинской свиты позволяют сопоставлять ее с основанием кавранской серии Западной Камчатки (средний миоцен). В то же время вышележащая терригенная толща по литологии и моллюскам ранее сопоставлялась с нижнемиоценовой тюшëвской серией Тюшëвского прогиба. Литологические аналоги кремнисто-глауконитовых слоев раkitинской свиты вскрыты скважинами под тюшëвским флишем на р. Конусной. В связи с этим А.С. Арсанов (1978) предполагал дотюшëвский (олигоценый) возраст раkitинской свиты. Так или иначе здесь существует угловое несогласие между эоценом и средним миоценом, но возраст обусловивших его движений еще предстоит уточнить. Не исключено, что именно с этими деформациями связано формирование надвигов и серпентинитовых меланжей в верхнемеловых и нижнепалеогеновых толщах восточной части Кроноцкого полуострова.

На Шипунском полуострове нижний палеоген по своему строению близок к разрезу Кроноцкого полуострова, и также разделяется на кубовскую и козловскую свиты. Более молодые кайнозойские толщи маломощны и фрагментарны, но, по устному сообщению А.М. Литвинова, здесь зафиксировано угловое несогласие в основании морских осадков плиоцена, перекрывающего миоцен.

Сравнение полуостровов на первый взгляд обнаруживает существенную разницу в строении Камчатского Мыса и Кроноцкого полуострова. Если на первом развит непрерывный разрез от маастрихта до верхнего эоцена, то на втором вырисовывается большой перерыв между кампаном и самыми верхами нижнего эоцена. Возмож-

но, это отражение объективных отличий в поздне-меловом–раннекайнозойском развитии этих двух участков, но не менее вероятно, что обнаружению недостающих частей разреза на Кроноцком полуострове препятствуют надвиговые смещения и преимущественно эффузивный состав толщ. Послесреднеэоценовое развитие полуостровов сходно тем, что на протяжении этого времени они были областями поднятий, где разрез сокращен и фрагментарен, в связи с чем корреляция перерывов и несогласий здесь весьма затруднена. Тем не менее предплиоценовое несогласие фиксируется на Камчатском Мысе и на Шипунском полуострове.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

*Распределение несогласий во времени.* Приведенные данные позволяют сделать некоторые общие выводы о времени возникновения и пространственном распределении угловых несогласий в кайнозойе Камчатки. Как показано на рис. 7, деформации, приведшие к наиболее резким из несогласий, были распределены во времени не случайно, а приурочены прежде всего к трем относительно узким интервалам: переходу от мела к палеогену, к началу среднего эоцена и к границе миоцена и плиоцена.

На первом временном интервале деформации охватили западную часть полуострова, включающую собственно Западную Камчатку и Срединный хребет, где не известны разрезы с непрерывным переходом от мела к палеогену. Вблизи этого уровня здесь происходит региональная смена формаций и степени дислоцированности пород, а иногда непосредственно в обнажениях наблюдаются стратиграфические несогласия (р. Анадырка). В то же время бесспорные угловые несогласия между мелом и нижним палеогеном непосредственно в обнажениях не зафиксированы, что вносит определенную условность в вывод о региональной фазе деформаций на этом уровне. Прогресс в решении этого вопроса зависит прежде всего от уточнения возраста ряда толщ, в частности кинкильской свиты Лесновского поднятия и черепановской свиты на юге Срединного хребта.

В восточной части Камчатки существование перерыва на этом уровне возможно лишь на Кроноцком полуострове, где фаунистические доказательства существования маастрихтских, палеоценовых и большей части нижнеэоценовых слоев очень ненадежны. Однако здесь на этом уровне не наблюдается смены формаций и степени дислоцированности пород, что говорит в пользу отсутствия резкого несогласия между мелом и палеогеном.

Деформации следующего этапа, соответствующего первой половине среднего эоцена, в той

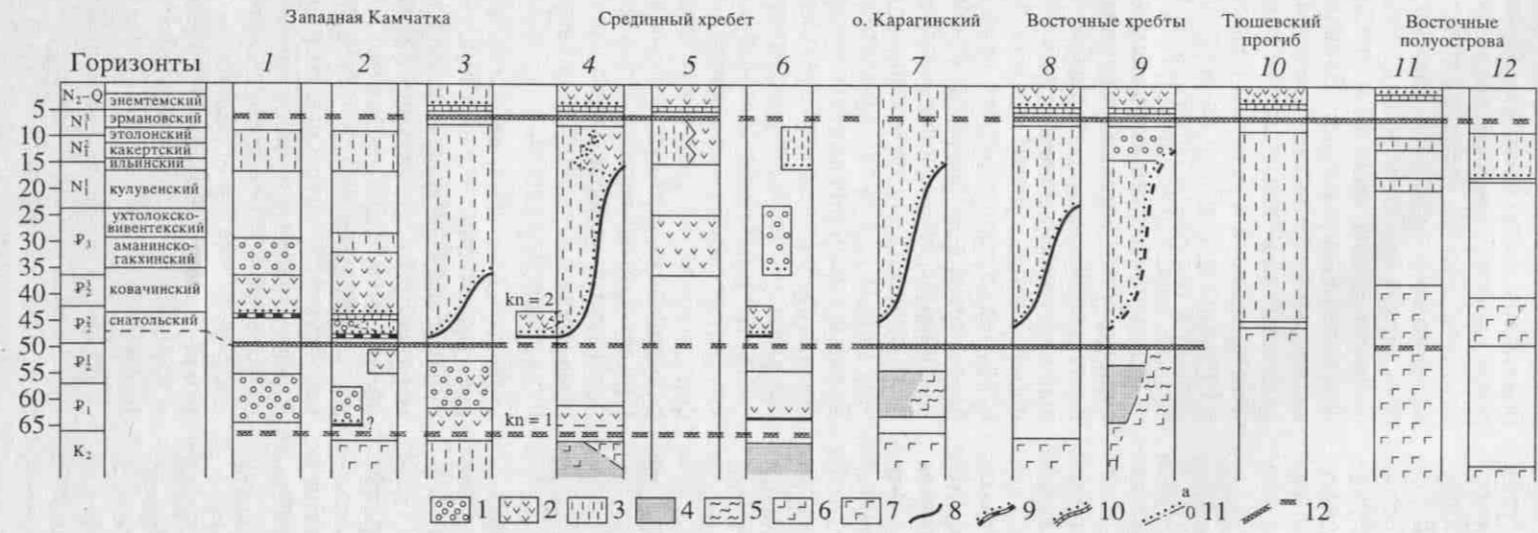
или иной степени охватили практически всю Камчатку. Разрезы, где средний эоцен согласно или, во всяком случае, без заметного в обнажениях перерыва сменяет нижний эоцен, известны только на Ильпинском полуострове, на полуострове Камчатский Мыс и на Кроноцком полуострове. Однако в первых двух случаях в середине среднего эоцена фиксируются размыты, а на Кроноцком полуострове размыт намечается в самых верхах нижнего эоцена. Резкие угловые несогласия между нижним и средним эоценом надежно зафиксированы на Западной Камчатке и в восточных хребтах, а веские, хотя и косвенные, доказательства в пользу среднеэоценовой деформации, приведшей к угловым несогласиям, известны в Срединном хребте и на восточном борту Центрально-Камчатского прогиба (о. Карагинский).

В течение длительного времени с середины эоцена до конца миоцена в кайнозойских разрезах Камчатки не формировались региональные угловые несогласия, но медленное, прерывистое распространение трансгрессии на сушу, сформированную в середине эоцена, привело к хорошо наблюдаемым в обнажениях угловым несогласиям в основании верхнеэоцен-миоценовых толщ там, где они подстилаются нижним палеогеном, верхним мелом или более древними образованиями. Есть и исключения из этого правила. Часть из них связана с несогласиями в вулканических комплексах или в их основании, как, например, в подошве свиты Кинкильского мыса на Западной Камчатке. Другая скорее всего связана с локальными деформациями; например несогласие в основании ракинтинской свиты на Кроноцком полуострове. При этом не исключено, что в других частях Камчатки этому событию отвечает стадия поднятия, приведшая к перерыву, характерному для основания среднего миоцена.

В конце миоцена на Камчатке вновь происходит региональная тектоническая деформация, приведшая к угловым несогласиям, наблюдаемым во всех структурно-формационных зонах полуострова. Единственный на Камчатке разрез, где между миоценом и плиоценом зафиксированы структурно согласные отношения – это разрез о. Карагинского на восточном борту Центрально-Камчатского прогиба. Но эти наблюдения относятся к одному небольшому обнажению и не могут служить абсолютно надежным аргументом в пользу отсутствия предплиоценовых деформаций в этой части региона.

Тектонические деформации на Камчатке происходили и позже: в плиоцене и в середине четвертичного периода, но в этой статье они не рассматриваются.

*Структурная позиция несогласий.* Пространственное распределение деформаций, приведших к формированию главных угловых несогласий в



**Рис. 7.** Положение угловых несогласий в кайнозойских разрезах Камчатки.

1 – континентальные и паралические толщи; 2 – субаэральные вулканиты; 3 – морские, шельфовые, преимущественно терригенные толщи; 4 – относительно глубоководные терригенные толщи (преимущественно флиш); 5 – кремнисто-глинистые туфогенные толщи; 6 – субокеанические базальты; 7 – эффузивно-туфовые морские толщи с островодужными вулканитами; 8–10 – угловые несогласия с залеганием кайнозойских толщ: 8 – на мелу, 9 – на палеоцене и нижнем эоцене, 10 – на среднеэоцен-миоценовых комплексах; 11 – границы одновозрастных формаций; а – фациальные, б – тектонические; 12 – возрастные уровни тектонических деформаций, приведших к главным угловым несогласиям в кайнозойском разрезе (прерывистая линия там, где несогласия не наблюдались или плохо датированы).

кп-1, кп-2 – два возможных стратиграфических положения кинкильской свиты северной части Срединного хребта.

Номера колонок соответствуют номерам на рис. 1.

1 – восточный берег Пенжинской губы; 2 – район пос. Палана; 3 – Утхолокский п-ов; 4 – Лесновское поднятие; 5 – восточный склон центральной части Срединного хребта; 6 – южная часть Срединного хребта; 7 – о. Карагинский; 8 – п-ов Озерной (по А.М. Литвинову и др., 1990); 9 – Валагинский хребет, южная часть; 10 – Тюшëвский прогиб; 11 – полуостров Камчатский Мыс; 12 – Кроноцкий полуостров.

кайнозой Камчатки достаточно закономерно. Деформации первого этапа охватили западную половину полуострова, а деформации каждого следующего этапа распространялись все дальше на восток, проявляясь, тем не менее, и там, где ранее происходили деформации более ранних этапов. Однако при этом можно заметить, что наиболее интенсивное проявление этих деформаций и, соответственно, наиболее резкие угловые несогласия каждого этапа наблюдаются в тех зонах, где не зафиксированы деформации предыдущего этапа. В этом нет ничего удивительного, поскольку рассматриваемые несогласия, как уже отмечалось во "Введении", связаны со вполне определенным типом дислокаций, обусловленных смятием осадочно-вулканогенного чехла складчатой области. Каждый этап такого смятия консолидирует кору, затрудняя ее последующую деформацию. Как правило, такие деформации не охватывают равномерно всю складчатую область, а концентрируются вдоль относительно узких зон, за пределами которых заметно слабеют.

В связи с этим можно отметить, что область проявления углового несогласия между мелом и нижним палеогеном Камчатки в самом первом приближении совпадает с областью интенсивного смятия меловых пород по обе стороны от Лесновского надвига. Границы этой складчато-надвиговой зоны достаточно неопределенны, так как с запада она обрезается берегом Охотского моря, а возраст складок в меловых породах восточных склонов Срединного хребта нам не известен. Но уже Восточный хребет к этой зоне не относится, так как там интенсивная складчатость проявилась значительно позднее.

Хотя несогласие следующего, среднеэоценового уровня распространено шире (от западного побережья до восточных хребтов), наиболее резкие структурные отличия среднеэоцен-миоценовых отложений от подстилающих нижнепалеоценовых наблюдаются на Восточной Камчатке в зоне Ветловского надвига, где мел и нижний палеоген смяты в крутые тектонические чешуи и сжатые складки.

Предплиоценовое несогласие лучше всего выражено в Тюшэвском прогибе, в зоне надвига Гречишкина, где среднеэоцен-миоценовые комплексы смяты весьма интенсивно. На остальной территории Камчатки структура этих комплексов существенно проще, но и несогласие между плиоценом и подстилающим кайнозойем выглядит не столь резким.

В итоге можно сделать вывод, что формирование региональных угловых несогласий в кайнозойском разрезе Камчатки и формирование трех наиболее крупных в регионе складчато-надвиговых зон (или зон смятия) было обусловлено одними и теми же деформационными процессами.

Анализ геодинамических причин этих процессов и, следовательно, природы рассмотренных угловых несогласий – самостоятельная большая тема, выходящая за рамки этой публикации. Другое направление продолжения этих исследований – сопоставление данных по угловым несогласиям Камчатки, во-первых, с данными по другим геологическим событиям этого региона, а во-вторых, – с данными по угловым несогласиям других регионов как в обрамлении Тихого океана, так и за его пределами.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арсанов А.С. Опыт естественного стратиграфического расчленения разреза олигоцен-миоценовых отложений Кроноцкого района Восточной Камчатки // Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 181–191.
- Бахтеев М.К., Беньямовский В.И., Брагин Н.Ю. и др. Новые данные по стратиграфии мезозоя–кайнозоя Восточной Камчатки (Валагинский хребет) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 77–84.
- Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А., Спирина Л.В. и др. Зоны планктонных и бентосных фораминифер в палеогене Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 100–113.
- Валов М.Г., Челебаева А.И., Чигаева Г.Б. О перерыве между миоценовыми и плиоценовыми образованиями Быстринского хребта Центральной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 5. С. 80–85.
- Волобуева В.Н., Гладенков Ю.Б., Беньямовский В.Н. и др. Опорный разрез морского палеогена севера Дальнего Востока // Тр. СВКНИИ ДВО РАН, Магадан. 1994. Т. 1. 64 с.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист 0-57, (58). Палана. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 105 с.
- Геология СССР. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. Т. 31. 773 с.
- Гладенков Ю.Б., Баринов К.Б., Басилян А.Э. и др. Детальное расчленение неогена Камчатки // М.: Наука, 1992. 206 с.
- Гладенков Ю.Б., Братцева Г.М., Синельникова В.Н. Морской кайнозой залива Корфа восточной части Камчатки // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 5–73.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 184 с.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е. Стратиграфия и палеогеографическая основа корреляции геологических событий неогена Камчатского региона // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени: стратиграфия и палеонтология. 28-й Международный геол. конгресс. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1989. С. 127–134.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е. Геологические события палеогена Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 97–108.

- Григоренко Ю.Н.* Типы и ассоциации обломочных пород в палеогеновых свитах Западной Камчатки // Кайнозой Дальнего Востока СССР. Л.: ВНИГРИ, 1981. С. 63–91.
- Григорьев В.Н., Шапиро М.Н.* Верхнемеловые вулканы перешейка Камчатки // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 58–65.
- Девятилова А.Д.* Биостратиграфия и корреляция морских эоценовых отложений восточного побережья Пенжинской губы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1980. № 25. С. 22–30.
- Литвинов А.Ф., Лопатин В.Б., Крикун Н.Ф. и др.* Стратиграфия палеоцен-неогеновых отложений полуострова Озерной (Восточная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1990. № 6. С. 68–77.
- Поздеев А.И., Петрина Н.М.* Возраст и объем кирганинской свиты Камчатки // Сов. геология. 1984. № 1. С. 50–57.
- Садреев А.М., Долматов Б.К.* Новые данные об объеме и возрасте эффузивно-пирокластических и туфогенно-осадочных образований Кроноцкого полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 7. С. 122–126.
- Синельникова В.Н., Скиба Л.А., Фотьянова Л.И. и др.* Ранний плиоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1979. 238 с.
- Серова М.Я.* Фораминиферы палеоценовых отложений Восточной Камчатки. М.: Наука, 1966. 94 с.
- Федоров П.И.* Геохимия и петрология позднемеловых вулканитов Камчатского перешейка // Геохимия. 1988. № 11. С. 1627–1637.
- Федорчук А.В., Извеков И.Н.* Новые данные о строении северной части Срединного хребта Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 12. С. 147–151.
- Хубуная С.А.* Высокоглиноземистая плагиотолитовая формация островных дуг. М.: Наука, 1987. 167 с.
- Цуканов Н.В.* Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое–раннем кайнозое. М.: Наука, 1991. 104 с.
- Челебаева А.И., Шанцер А.Е.* Новые данные по раннему палеогену Западной Камчатки // Литология и стратиграфия мезозоя и кайнозоя восточных районов СССР. М.: Наука, 1988. С. 135–149.
- Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р. и др.* Геология западной части Берингово моря. М.: Наука, 1990. 159 с.
- Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В. и др.* Эволюция структуры Лесновского поднятия и прилегающих территорий в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 66–74.
- Шапиро М.Н., Ермаков В.А., Шанцер А.Е. и др.* Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 248 с.