УДК 551.24(571.66)

ЦУКАНОВ Н. В., ЗИНКЕВИЧ В. П.

ТЕКТОНИКА ХРЕБТА КУМРОЧ (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

В результате новых микропалеонтологических данных установлено, что северная часть хр. Кумроч сложена близкими по возрасту, но разнофациальными вулканическими и вулканогенно-осадочными образованиями верхнего мела (кампан — маастрихт). Эти породы слагают сложную покровночешуйчатую структуру во фронтальной части северного отрезка Курило-Камчатской островной дуги. Разновозрастные олистостромовые комплексы свидетельствуют, что формирование тектонической структуры происходило в три этапа: в конце мела — начале палеогена, в конце эоцена — начале олигоцена и в среднем миоцене. Образование покровно-чешуйчатой структуры хр. Кумроч лучше всего объясняется поддвигом в зоне перехода океан — Курило-Камчатская островная дуга.

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время опубликовано много работ, показывающих, что при формировании тектонической структуры Восточной Камчатки значительную роль играли процессы горизонтального сжатия [6, 8, 13, 17, 23, 24]. Конкретный механизм формирования структуры этого региона сейчас недостаточно ясен; имеются признаки того, что на границе мела — палеогена здесь имели место процессы обдуктивного типа. В то же время вергентность более молодых структур свидетельствует о последующем изменении характера тектонических движений. Важную роль приобрели вертикальные блоковые движения земной коры.

Значительная часть Восточной Камчатки сложена верхнекайнозойскими и четвертичными туфотерригенными и вулканогенными образованиями. Отдельные выходы наиболее древних меловых комплексов изучены недостаточно. Вследствие этого отсутствует общепринятая модельтектонического строения района. Детальное изучение восточных хребтов, среди которых одним из крупнейших является хр. Кумроч, позволяет выяснить особенности тектонической эволюции Восточной Камчатки и тем самым более полно представить характер тектонических процессов в

северо-западном обрамлении Тихого океана.

Особый интерес вызывает то, что в латеральном ряду структур зоны перехода от Тихого океана к Камчатке хребет Кумроч занимает вполне определенное положение — фронтальную часть северного отрезка Курило-Камчатской вулканической дуги. Поэтому изучение хр. Кумроч важно для правильного понимания тектонической эволюции преддуговых структур. При этом на широте южной части хребта происходит сочленение Курило-Камчатского и Алеутского глубоководного желобов, а система глубинных разрывных нарушений, обусловивших формирование Курило-Камчатского желоба, прослеживается, постепенно затухая, далеко на север, вплоть до южной части Корякского нагорья [4, 12].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Хребет Кумроч расположен на северо-востоке Камчатки, протягиваясь в северо-восточном направлении на расстояние около 220—230 км при ширине около 45 км (рис. 1, врезка). Он относится к восточно-камчатской системе тектонических поднятий, состоящей из кулисообразно расположенных выступов преимущественно меловых пород.

Тектонические структуры хр. Кумроч на западе по системе крутых сбросов сочленяются с грабенообразной Центрально-Камчатской депрессией, на востоке по крупному региональному надвигу Гречишкина—

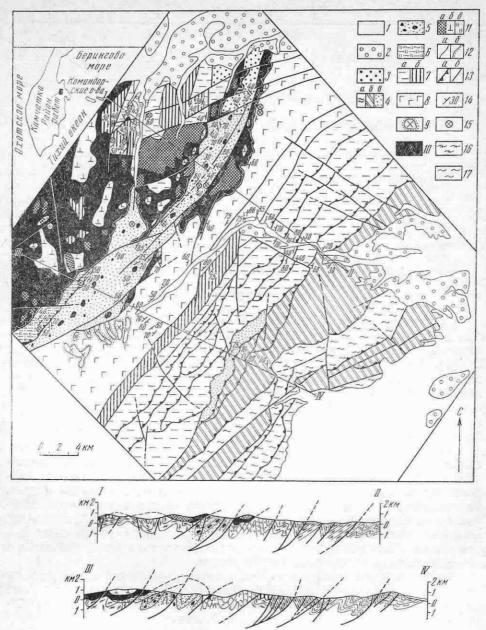


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северной части хр. Кумроч (с использованием материалов Б. И. Сляднева)

1— четвертичные отложения; 2— плиоценовые отложения; 3—4— палеогеновые отложения: 3— правократонская свита эоцена — олигоцена, 4— ветловский комплекс: a— нижняя, b— средняя, b— верхняя части; b—b0 отложения верхнего мела — дания: b0 остряковская позднемаастрихт-датская толща, b0 — лотонская толща раннего маастрихта, b0 — уколкинская толща позднего кампана — маастрихта: b0 — нединические тела кислого и среднего состава; b10 — серпентинитовый меланж; b11 — блоки в меланже: b12 — геологические границы: b3 — массивные перидотиты, b4 — кремнистые породы; b5 — геологические границы: b6 — несогласные; b7 — недифференцированные; b8 — несогласные; b9 — угол падения; b9 — места находок микрофауны. На профиле (b6 — уколкинская толща (нижняя часть), b7 — ветловский комплекс (средняя часть)

с Восточно-Камчатским прогибом, обе впадины выполнены комплексом кайнозойских и четвертичных образований. В Центрально-Камчатской депрессии расположена группа четвертичных вулканов, являющихся северным окончанием Курило-Камчатской вулканической дуги. Северным продолжением структуры хр. Кумроч, по-видимому, являются тектонические сооружения п-ова Озерного и о-ва Карагинского, а южным — кулисообразно расположенная тектоническая структура хр. Тумрок.

Впервые чешуйчато-складчатая структура хр. Кумроч была описана в работе М. С. Маркова и др. [13]. Позднее геологическое строение рассматриваемого района разбиралось в работах М. Н. Шапиро и его соавторов [15, 24], которые показали, что чешуйчатые структуры хр. Кумроч слагаются одновозрастными разнофациальными образованиями. Ими же был предложен механизм формирования этих структур, обусловленный

поддвигом масс с востока на запад [24].

В данной статье, написанной на основе исследований авторов 1983—1985 гг., предлагается существенно измененная схема стратиграфии района, описываются не охарактеризованные ранее структурные формы и рассматриваются особенности тектонической эволюции региона.

Стратиграфия. Хребет Кумроч в рассматриваемой нами северной части сложен вулканогенно-кремнистыми и туфотерригенными образова-

ниями верхнего мезозоя (мела) — кайнозоя (рис. 1).

нижний мел

Наиболее древние в районе нижнемеловые образования слагают глыбы размером до 10—15 м в серпентинитовом меланже (среднее течение р. Левая Уколка). Это темно-серые, сильно брекчированные кремни с обломками скелетов радиолярий : Pantanellium cf. corriganensis Pessagno, Acaeniotyle umbilicata Foreman, Pseudodictyomitra ex. gr. carpatica (Losyniak), Pseudodictyomitra aff. nakasekoi Taketani, Thanarla conica (Aliev), Thanarla cf. pacifica Nakaseko, Nishimura, Ultranapora praespinifera Pessagno, Dicroa? sp., Alievum aff. Helenae, Pseudodictyomitra pentacolaensis, Thanarla elegantisima, Xitys spicularia, Holocryptocanium barbui gr. ант-альбского возраста.

ВЕРХНИЙ МЕЛ

Верхнемеловые образования хр. Кумроч подразделяются на алтынскую, уколкинскую, лотонскую, остряковскую толщи и ветловский комп-

лекс (см. рис. 1).

Алтынская толща протягивается полосой до 5 км ширины в северовосточном направлении в верховьях рек Алтын, Правая и Левая Ветловые. Подошва ее не известна. С вышележащими образованиями она имеет тектонический контакт. Толща сложена агломератовыми, псефитовыми, псаммитовыми литокластическими и литокристаллокластическими туфами основного состава с потоками (до 30 м) массивных плагиопорфировых базальтов, с прослоями (до 20 м) туфоконгломератов и пачками (до 50—100 м) однородных и тонкослоистых серых кремней и желтовато-серых туфосилицитов и туфопелитов. В верхней части разреза появляются прослои (до 10 м) туфогравелитов. Характерной чертой толщи является выдержанность и монотонность ее состава по простиранию. Общую мощность алтынской толщи можно оценить только приблизительно из-за отсутствия ясно выраженной стратификации и сильной дислоцированности пород; по-видимому, она равна примерно 1500 м.

Ранее возраст алтынской толщи условно принимался палеогеновым [13] или маастрихт-датским [15]. Нами из серых кремней, отобранных в средней части разреза алтынской толщи в верховьях р. Бешка, были выделены радиолярии Orbiculiforma regis Pessagno, Stylodictya fres-

5 Геотектоника, № 6

¹ Выделение объемных форм радиолярий из кремнистых пород осуществлялось методом травления их во фтористо-водородной кислоте; определение проводилось Н. Ю. Брагиным (нижний мел) и В. С. Вишневской (верхний мел).

noensis Foreman, Pseudoaulophacus sp., Clathrocyclas diceras Foreman, Clasrocuclas hyronia Foreman, Dictyomitra andersoni (Campbell and Clark), Litostrobus punctulatus Pessagno, Stichomitra livermorensis (Campbell and Clark), Stichomitra shirchovica Vishnevskay, которые позволяют датировать вмещающие их отложения поздним кампаном.

Уколкинская толща распространена в бассейне рек Средняя Уколка, Уколка и Ольховая, где она разделяется на две связанные постепенным перехолом части: нижнюю — вулканогенно-кремнистую и верхнюю —

гуфогенную. Подошва толщи не известна.

Нижняя часть уколкинской толщи (500—600 м) сложена шаровыми афировыми базальтами, литокристаллокластическими туфами основного состава с пачками переслаивающихся красных и бурых туфосилицитов, туфопелитов и серых кремней, прорванных многочисленными дайками диабазов. Наиболее полный разрез этой части уколкинской толщи описан по р. Средней Уколке (рис. 2). Выше разрез наращивается (около 150 м) фрагментарно выходящими на правом берегу р. Средней Уколки туфосилицитами с прослоями (10—15 м) серых вулканомиктовых плохо сортированных песчаников.

Верхняя часть уколкинской толщи (400—500 м) сложена неравномерно переслаивающимися псаммитовыми литокластическими туфами, туфоалевролитами, туфопелитами, вулканомиктовыми песчаниками, часто с градационной слоистостью и кремнистыми туфосилицитами. Эти породы согласно залегают на нижней части толщи, причем постепенный переход фиксируется по появлению прослоев вулканомиктовых песчаников и исчезновению из разрезов потоков базальтов. Разрез верхней части уколкинской толщи описан по правому притоку р. Средняя Уколка (см.

В нижней части уколкинской толщи (р. Средняя Уколка) Б. И. Слядневым были найдены призматические слои иноцерамов, предположительно мелового возраста. Впоследствии возраст уколкинской толщи Н. М. Петриной [15] определялся по немногочисленным бентосным фо-

рис. 2). Общая мощность уколкинской толщи достигает 1500 м.

раминиферам как маастрихт-датский.

Нами в нескольких образцах, отобранных в различных частях разреза нижней части уколкинской толщи (нижнее течение рек Средняя Уколка и Уколка), были обнаружены радиолярии Spongoprunum af. augustum Lipman, Lithomelissa? heros Campbell and Clark, Lithostrobus? punctulatus Pessagno, Clathrocyclas tintinaeformis Campbell and Clark, Amphipyndax stocki Campbell and Clark, Dictyomitra multicostata, Dictyomitra rigina, Stichomitra livermorensis Campbell and Clark, Stichomitra shirshovica Vishnevskay, позволяющие датировать вмещающие отложения позднекампанским — раннемаастрихтским возрастом. Из туфосилицитов верхней части разреза этой толщи были выделены и определены радиолярии Spongurus sp., Amphipyndax stocki var. A. (Campbell and Clark), Dictyomitra crassispina (Squinabol), Cyclopyramis sp., Theocapsomma Comys Foreman, характерные для маастрихта. Полученные данные позволяют датировать возраст уколкинской толщи в целом поздним кампаном — маастрихтом.

Лотонская толща распространена незначительно в верховьях р. Уколка. Она сложена в нижней части бурыми и серыми кремнями и туфосилицитами, которые вверх по разрезу постепенно сменяются флишоидно переслаивающимися туффитами, туфами основного состава, вулканомиктовыми песчаниками, туфоалевролитами с карбонатным цементом и мергелями (см. рис. 2). Полную мощность лотонской толщи определить невозможно, так как ее породы слагают изолированную тектоническую

пластину мощностью не менее 500 м.

Возраст лотонской толщи ранее [15] определялся по бентосным фораминиферам как маастрихт-датский. Нами из бурых кремней нижней части разреза (верховье р. Уколка) были выделены объемные формы скелетов радиолярий Stylosphaera pusila Campbell and Clark, Porodiscus cretacea Lipman, Clathrocyclas tintinnaeformis (Campbell and Clark), Cornutella californica Campbell and Clark, Cyrtocalpis crassitestata Rust,

| I | | II | Ш | | <u>IV</u> | 444 |
|--|---------------------|-------|--|---------------------------|----------------------|---------------------|
| | мащ- ность, м | M | mb, | мощ- ность, м | | мощ- ность, м |
| - L- | 70 | | 20 | 30 | | 200 |
| 5.0.0 | 15 | 2:0:0 | | 40 | | |
| L. L. L. L. L | 20 | 1566 | | 15 | | |
| | 70 | | 70 | 25 | | 50 |
| | 100 | | | 1 | | 50 |
| 0.0.0 | | | | | | |
| L.L.L.L. L.L.L.L.L L.L.L.L.L.L | 50 | | - C - C - C - C - C - C - C - C - C - C | 15 | [-[-[-[- | 10 |
| | 100 | | | 20 10 6 10 15 | 4 . 9 | 80 70 |
| FFFF | 30 | | <u> </u> | 15 | 0.0.0 | 15 |
| ΔΓΔΓ | 30 | | | 50 | | |
| | 100 | | | 30 | 1 :::: 3 6 | ∑ Z |
| | 30 | | | | | - <u>-</u> 6 |
| FFFFFFF | 15 | | [· [· [· [· [· [· [· [· [· [· [· [· [· [| | Γ.;. Γ 7 ΓΔ | |
| - | 20 | | - F- F- F- F | 300 | | 10 |
| 11 11 11 | 25 | | - [- [- [- [| 1 100 | rrrrdn (| D 12 |
| | 50 | | | N.Y | | ν], _ε |

Рис. 2. Стратиграфические разрезы уколкинской (I), лотонской (II), остряковской (III)

толщ и правократонской (IV) свиты 1- алевролиты, 2- песчаники полимиктовые, 3- гравелиты и туфогравелиты, 4- конглобрекчии, брекчии и туфоконгломераты правократонской свиты (a) и остряковской толщи (b), 5- кремни, 6- туфопелиты и туфосилициты, 7- туфы основного состава, 8- агломератовые туфы базальтов, 9- вулканомиктовые песчаники, 10- базальты с шаровой отдельностью, 11- диабазы массивные, 12- линзы и конкреции мергелей

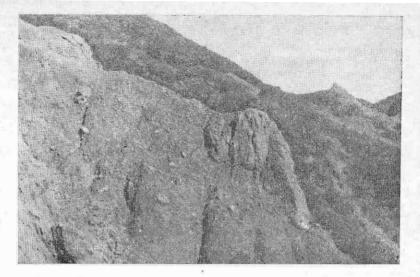


Рис. 3. Микститовый горизонт в остряковской толще

Dictyomitra multicostata gr., Dictyomitra andersoni (Campbell and Clark), позволяющие датировать возраст вмещающих их пород ранним маастрихтом.

Остряковская толща протягивается узкой (2-3 км) полосой в западной части района от верховьев р. Уколка до ручьев Кумроч и Перевальный. Она сложена тонкопереслаивающимися туфоалевролитами, туффитами, туфами основного состава, туфопелитами, кремнистыми алевролитами, туфосилицитами (см. рис. 2). В разрезе этой толщи отмечаются горизонты (до 70 м), сложенные грубообломочными микститами (рис. 3), где матрикс состоит из перемытого вулканогенного материала, а обломки (от 2—3 см до 3 м) представлены различными базальтами, туффитами, кремнями, туфопелитами, габбро-диабазами и габбро. Для остряковской толщи характерна сильная фациальная изменчивость. В северной части района, в разрезах по руч. Перевальному, преобладают грубообломочные микститы, с обломками базальтов и габбро, а в южной, в верховьях рек Алтын и Уколка, более обычны гравелиты и мелкообломочные конглобрекчии, где в обломочной части встречаются туфы, туфопелиты, туфосилициты, кремни. Общая мощность остряковской толши около 1200 м.

Возраст остряковской толщи по богатому комплексу бентосных фораминифер определялся как маастрихт-датский [15]. Полученные нами комплексы радиолярий из туфосилицитов различных частей разреза толщи (Stylodictya aff. insignis (Campbell and Clark), Spongurus sp., Eusuringium spinosum Squinabol, Clathrocyclas sp., Cornutella californica Campbell and Clark, Theocampe altamontensis (Campbell and Clark), Dictyomitra multicostata gr.) позволяют сузить возрастной интервал накопления отложений остряковской толщи до позднемаастрихт-датского.

ПАЛЕОГЕН

Ветловский комплекс широко распространен в восточной части хр. Кумроч по рекам Правая и Левая Ветловая, Алтын. Он сложен кремнисто-глинистыми и вулканогенно-осадочными образованиями, разделяющимися по составу на три части. Граница между нижней и средней частями устанавливается по исчезновению из разреза базальтов; граница верхней части проводится по появлению в разрезе вулканомиктовых и полимиктовых песчаников.

Нижняя часть ветловского комплекса сложена в основном бурыми и серыми кремнистыми аргиллитами, кремнями, алевролитами, в ниж-

ней части перемытыми литокластическими туфами основного состава. серыми пелитоморфными известняками (до 2—3 м) и редкими маломощными потоками спилитизированных базальтов (до 3—5 м). Вверх по разрезу увеличивается количество зеленовато-серых туфоалевролитов и появляются отдельные прослои туффитов. Нижняя часть ветловского комплекса фациально довольно сильно изменчива: с севера на юг в разрезе возрастает количество базальтов и туфов. Мощность нижней части комплекса из-за сильной дислоцированности пород можно оценить только приблизительно в 1500 м.

Средняя часть рассматриваемого комплекса (1200—1500 м) имеет монотонное строение; здесь переслаиваются серые и зеленовато-серые вулканомиктовые мелкозернистые песчаники, аргиллиты, алевролиты, иногда с карбонатным цементом и шарообразными конкрециями темносерых мергелей. Отмечаются редкие прослои зеленых туффитов и крем-

нистых туфопелитов.

Верхняя часть ветловского комплекса (500—700 м) сложена серыми и зеленовато-серыми средне- и крупнозернистыми вулканомиктовыми и полимиктовыми песчаниками с пачками (до 100 м) зеленовато-серых массивных алевролитов и аргиллитов. В нижней части разреза встречаются прослои мелкогалечных конгломератов с галькой осадочных и магматических пород. В верхней части разреза в песчаниках отмечаются линзовидные скопления углефицированного растительного детрита.

Общая мощность ветловского комплекса из-за сложной дислоцированности отложений определяется достаточно условно в 3,5 км. Возраст комплекса недостаточно ясен. Здесь обнаружены бентосные фораминиферы широкого возрастного диапазона — поздний мел — палеоген [15], а в нижней части комплекса А. Ф. Фурсенко и М. Я. Серовой [15] установлены планктонные фораминиферы скорее всего палеоценового, а возможно, и датского возраста. Нами в нижней части разреза ветловского комплекса обнаружены радиолярии, по предварительному определению Д. И. Витухина, палеогенового возраста. Таким образом, имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют в пользу скорее всего палеогенового возраста ветловского комплекса.

Правократонская свита незначительно развита в северной части хр. Кумроч (бассейн рек Ольховая и Бешка), где она представлена фациально изменчивыми осадочными отложениями общей мощностью до 400 м (см. рис. 2), несогласно залегающими на верхнемеловых образованиях. В нижней части это грубое переслаивание вулканомиктовых плохо сортированных песчаников, конглобрекчий и алевролитов; в конглобрекчиях угловатые и полуокатанные обломки (до 0,5—1 м) представлены андезитами, базальтами, кремнями, габбро. Верхняя часть свиты сложена флишоидными переслаивающимися вулканомиктовыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями мергелей. В песчаниках отмечается плавающая галька эффузивов. В западной части района (бассейн р. Кратон), по данным Б. И. Сляднева, в нижней части разреза встречаются брекчии, состоящие из обломков габбро, черных кремней, базальтов, песчаников, на которые ложатся органогенные известняки с плавающей галькой кремней, эффузивов, песчаников.

В нижней части разреза правократонской свиты содержатся остатки моллюсков, которые, по мнению В. М. Гладиковой, позволяют относить

ее к эоцену — олигоцену [15].

плиоцен-четвертичные отложения

Слаболитифицированные песчаники, конгломераты, туфы среднего и кислого состава, туффиты плиоцен-четвертичного возраста наиболее широко распространены в северной и западной частях района, где они плащеобразным чехлом перекрывают все меловые и палеогеновые отложения. Мощность их в рассматриваемом районе достигает 50—100 м, увеличиваясь в северном и западном направлении. К западу от хр. Кумроч, в пределах сопредельного Центрально-Камчатского прогиба, по дан-

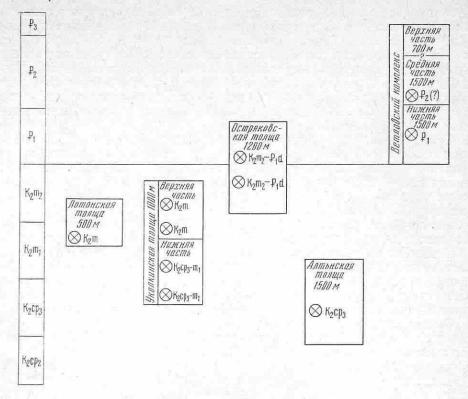


Рис. 4. Схема сопоставления верхнемеловых толщ северной части хр. Кумроч Отмечены уровни находок микрофауны

ным магнитотеллурического зондирования, максимальная мощность неоген-четвертичных отложений достигает 500 м, а общая мощность третич-

ных пород оценивается в 4 км [14].

Контакты между всеми рассмотренными выше верхнемеловыми толщами тектонические, поэтому соотношения между ними устанавливаются лишь по косвенным признакам (возраст отложений, характер разреза, структурное положение). Проведенный ранее [15] анализ комплексов фораминифер, представленных исключительно бентосными формами, показал их большое сходство в разных толщах, что позволило с учетом геологических наблюдений считать возраст алтынской, уколкинской, лотонской и остряковской толщ (объединенных [15] в нижнюю часть кумрочской серии) маастрихт-датским. Близкий возраст предполагался и для ветловского комплекса.

Полученные нами возрастные датировки толщ по радиоляриям существенно уточняют представления об их возрасте. Схема сопоставления описанных выше стратиграфических подразделений представлена на рис. 4.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

В рассматриваемом районе хребет Кумроч имеет неоднородное строение: для восточной его части характерна чешуйчато-складчатая структура, в западной широко распространены тектонические покровы, осложненные чешуйчатыми надвигами. На севере тектоническое сооружение хр. Кумроч перекрыто неоавтохтонным чехлом плиоцен-четвертичного

возраста.

На востоке района верхнемеловые образования слагают систему чешуй, ограниченных крутыми (50—70°) падающими на запад и северозапад взбросами и более пологими надвигами. Мощность отдельных чешуй достигает нескольких километров. Породы в них довольно интенсивно дислоцированы; в самой восточной части района (поле распространения ветловского комплекса) они смяты в напряженные, наклоненные на юго-восток складки с размахом крыльев до нескольких километров.

Вблизи надвигов наблюдается складчатость высоких порядков.

Центральная часть района, где распространены в основном туфотерригенные отложения, характеризуется разрывными и пликативными дислокациями. В коренных выходах обычно встречаются крутопадающие (от 40—50 до 70—90°) на северо-запад породы; значительно реже распространены сравнительно небольшие участки, где породы смяты слабо (падения пород не превышают 20—30°). Отложения разбиты крутопадающими в северо-западном направлении надвигами, осложненными многочисленными мелкими преимущественно крутыми разломами (рис. 1). Крупные антиклинальные складки с размахом крыльев в первые километры обычно сильно сжаты, а замки их часто срезаны эрозией, что создает видимость моноклинального залегания пород. Но изредка встречаются и замковые части антиклиналей. В зонах высококомпетентных пород отмечается мелкая, нередко дисгармоничная складчатость. Обычен интенсивный кливаж.

На западе района характер тектонических деформаций иной. Здесь появляются полого залегающие тектонические пластины. Относительным автохтоном являются верхнекампан-маастрихтские (алтынская и уколкинская толщи) и маастрихт-датские (остряковская толща) вулканогенные и туфогенно-осадочные образования, а аллохтонные пластины представлены туфогенными нижнемаастрихтскими образованиями (ло-

тонская толща) и полимиктовым серпентинитовым меланжем.

Автехтон. Породы алтынской и уколкинской толщ имеют падения, близкие к вертикальным, что создает видимость моноклинального залегания. Однако иногда можно видеть замковые части складок (верховья рек Алтын и Уколка). Это прямые, реже наклоненные на восток и юговосток складки; преобладающие углы падения пород на крыльях 50—80°. Вблизи многочисленных крупных надвигов и взбросов напряженность складчатости увеличивается, породы здесь обычно рассланцованы и будинированы. Автохтон разбит протяженными северо-восточными разломами, среди которых преобладают крутые (40—60°) надвиги, но отмечаются и многочисленные субгоризонтальные срывы и мелкомасштабные (до нескольких десятков метров) надвиги. Часто с разрывными нарушениями связана интенсивная цеолитизация пород.

Нижняя аллохтонная пластина сложена туфотерригенными отложениями лотонской толщи (нижний маастрихт), незначительно развитой в западной части района. Пологозалегающая (от 20—30 до 40°) пластина общей мощностью до 500 м надвинута в юго-восточном направлении на верхнемаастрихт-датские (остряковская толща) образования. Породы в ней дислоцированы слабо и падают на запад под углами 30—40°. В основании пластины прослеживается невыдержанная по мощности (от 10 до 100 м) зона катаклазированных пород, состоящая из раздробленных кремней, туфов, туфогравелитов; в южном направлении она

сменяется маломощным (20 м) серпентинитовым меланжем.

Верхняя аллохтонная пластина, главным образом полого (10—20°) залегающая на верхнемеловых и палеогеновых образованиях, сложена полимиктовым серпентинитовым меланжем, развитым на огромной (~400 км²) площади в бассейне рек Лотон, Кротон, Уколка, Ольховая, Алтын. На западе пластина серпентинитового меланжа по крутому сбросу контактирует с плиоцен-четвертичными образованиями Центрально-Камчатской депрессии. Наибольшая мощность серпентинитового меланжа в бассейне р. Левая Уколка достигает 500 м, хотя на большей части территории она гораздо меньше. Незначительная мощность пластины меланжа подчеркивается тектоническими окнами, в которых обнажаются рассланцованные вулканогенно-кремнистые и туфогенно-терригенные образования автохтона.

Перед фронтом покрова отмечаются выходы серпентинитового меланжа, протягивающиеся узкой (до 2 км) прерывистой полосой от верховьев р. Алтын на юге до р. Ольховой на севере. При беглом осмотре создается впечатление, что это самостоятельная крутопадающая зона

серпентинитового меланжа, разделяющая различные тектонические чешуи. Но проведенное нами крупномасштабное картирование в междуречье р. Алтын и ручья Кумроч показало, что это тектонический останец покрова, где серпентинитовый меланж слагает сильно сжатую синформу с крутым (60—70°) северо-западным и пологим (20—30°) юго-восточным крыльями. В зоне юго-восточного контакта (в подошве пластины меланжа) отмечается наиболее интенсивное рассланцевание серпентинитов, а нередко они превращены в сплошную серпентинитовую глину голубоватого цвета. Сильная тектонизация (брекчирование, рассланцевание, кливаж) отмечается и в подстилающих вулканогенных породах алтынской толщи. Северо-западный контакт на большей своей части представляет собой крутой надвиг, по которому на меланж надвинуты породы остряковской толщи (верхний маастрихт — даний). В зоне контакта отмечаются многочисленные разноразмерные глыбы габбро в серпентинитовых рубашках с характерными следами тектонической штриховки.

Серпентинитовый меланж сложен глыбами и блоками (до 1—1,5 км) серпентинизированных гарцбургитов, дунитов, пироксенитов, хромитов, амфиболизированных габбро, диабазов, базальтов, туфов, кремней; гораздо реже встречаются амфиболиты, родингиты, полосчатые габбро, плагиограниты. Глыбы и блоки находятся в интенсивно тектонизированных серпентинитах, часто превращенных в синие тектонические глины.

Встречаются и более крупные блоки габброидов, возможно, представляющие собой остатки самостоятельной пластины. Тектонические блоки, сложенные габброидами, имеют сложное строение: в нижней части блока развиты меланократовые и лейкократовые габбро, которые расслаиваются серпентинизированными пироксенитами; в верхней части — амфиболовые габбро, которые прорываются дайками диабазов с ксенолитами серпентинитов. Породы сильно тектонизированы и разбиты многочисленными субгоризонтальными зонами будинированных габбро. В серпентинитовом меланже отмечаются также субгоризонтально залегающие тектонические блоки, сложенные фрагментами (до нескольких сот метров мощности) разрезов вулканогенно-осадочных образований позднекампанского — раннемаастрихтского возраста.

Пластина серпентинитового меланжа дислоцирована главным образом в пологие северо-восточные складки с углами падения до 10—15°, но во фронтальной части покрова и вблизи крупных надвигов степень

дислоцированности ее сильно увеличивается.

Весь покров серпентинитового меланжа разбит протяженными северовосточными надвигами и взбросами. В северной части района серпентинитовый меланж надвинут не только на меловые, но и на палеогеновые отложения. В поле распространения палеогеновых пород, смятых в прямые, реже наклоненные к юго-востоку складки с размахом крыльев до 200—300 м и углами падения пород до 30—40°, встречаются незначительные тектонические останцы серпентинитового меланжа. Отмечаются также близкие к субширотным сбросы, по которым происходит ступенчатое погружение серпентинитового меланжа в северном направлении под плиоцен-четвертичные отложения Озерновской депрессии.

Неоавтохтон. К этому комплексу отнесены плиоцен-четвертичные туфотерригенные образования, наиболее широко распространенные на севере и востоке района. Чехол этих отложений плащеобразно перекрывает меловые и палеогеновые породы и серпентинитовый меланж. В целом он залегает субгоризонтально с углами падения пород до 10°. Складчатые деформации пород практически отсутствуют и только в приразлом-

ных зонах появляются мелкие складки и флексуры.

В серпентинитовом меланже хр. Кумроч установлены блоки наиболее древних на Восточной Камчатке нижнемеловых (апт — альб) кремнистых отложений. В других районах Восточной Камчатки [16, 17] и в южной части Корякского нагорья [1, 2] встречаются формационно сходные среднемеловые (альб — сеноман) кремнисто-вулканогенные образования. Все эти породы обнаружены в виде отдельных тектонических пластин, блоков в меланже, олистолитов в осадочных комплексах, представляя собой фрагменты разрезов глубоководного бассейна. Характер органических остатков из этих комплексов (фораминифер и радиолярий) показывает, что это был открытый океанический бассейн с нормальной соленостью. Повсеместная ассоциация кремнисто-вулканогенных образований с габбро и гипербазитами позволяет считать, что эти комплексы пород Восточной Камчатки являются фрагментами раннесреднемеловой океанической коры этого бассейна.

В сеноне тектонические условия в этом бассейне резко изменились. В его западной части в позднем кампане — раннем маастрихте формировалось линейное вулканическое поднятие (алтынская толща). К востоку от него накапливались мощные преимущественно туфокремнисто-терригенные отложения; западнее формировались вулканогенно-кремнистые и туфогенно-осадочные образования, формационно сопоставимые с

отложениями котловин окраинных морей.

В позднемаастрихт-датское время в обстановке резкого горизонтального сжатия происходило тектоническое совмещение разнофациальных толщ. По-видимому, в это же время произошел срыв толщи эффузивов со своего основания и ее надвигание, скорее всего в западном направлении. Именно в это время к западу от линейного вулканического поднятия началось формирование грубых вулканомиктовых обвально-оползневых образований остряковской толщи, которые, по классификации М. Г. Леонова [9], можно отнести к вулканогенным тектоно-гравитационным микститам. Незначительное количество обломков габброидов в этих микститах позволяет предположить, что в это время начали выводиться на поверхность породы меланократового фундамента.

Направление движения масс при тектонической перестройке в конце мела — начале палеогена в рассматриваемой части района недостаточно ясно. Можно лишь предполагать, что общее перемещение и шарьирование происходило в западном направлении, когда сорванный и движущийся покров эффузивов (алтынская толща) поставлял материал в тучасть бассейна, где формировалась толща микститов. В смежных районах Восточной Камчатки (п-ов Кроноцкий) и в Олюторской зоне Корякского нагорья перемещения покровных масс происходили с юго-востока

в северо-западном направлении [2, 18].

В раннем палеогене на Восточной Камчатке происходили значительные субвертикальные блоковые подвижки, по-видимому, обусловленные изостатическим выравниванием возникшей ранее тектонической струк-

туры.

Новая активизация тектонических движений в эоцене — начале олигоцена связана с формированием системы чешуйчатых надвигов и мало-амплитудных тектонических покровов с противоположной юго-восточной вергентностью структур. В западной части района происходило надвигание пластины серпентинитового меланжа. В микститовых горизонтах верхнепалеогеновых толщ наряду с меловыми образованиями по-явились в большом количестве габбро и серпентиниты. Характерной особенностью тектонических структур этого времени является общая юго-восточная вергентность (падение надвигов и осевых плоскостей складок), указывающих, что надвигание масс шло с северо-запада на юго-восток (или происходил поддвиг в обратном направлении).

Наиболее поздние горизонтальные движения происходили в позднем миоцене. Этот процесс, по-видимому, уступал по интенсивности более ранним тектоническим фазам и привел лишь к обновлению более древ-

них нарушений. Характерно, что этот этап деформации проявлися наиболее сильно в юго-восточной части района, где отмечаются надвиги меловых образований восточной части хр. Кумроч на нижнемиоценовые отложения Восточно-Камчатского прогиба [23].

Таким образом, в становлении структуры хр. Кумроч выделяются три этапа структурных перестроек: позднемаастрихт-датский, эоцен-раннеолигоценовый и позднемиоценовый. Эти этапы характерны для всей Восточной Камчатки и выделяются многими исследователями [5, 22].

ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ СТРУКТУР

Возникновение чешуйчато-надвиговых структур в зонах сочленения желобов и островных дуг — явление достаточно широко известное по периферии Тихого океана. Такие структуры установлены в пределах сочленения восточной части Алеутской островной дуги со структурами Аляски [20, 25, 28, 32]. Описаны они в Северной [29] и в Юго-Западной Японии [26]. Широко распространены представления о чешуйчатом строении внутренних склонов глубоководных желобов — Японского [11,

ЗЗ], Центральноамериканского [7, 20], Алеутского [20, 31, 34].

Наиболее популярной моделью при объяснении возникновения таких преддуговых структур являются построения с привлечением поддвига океанической коры под переходную (или субконтинентальную) с возникновением аккреционной призмы непосредственно выше основной поверхности надвига или поддвига. В наиболее общей форме эта модель от-. ражена в работе Д. Р. Сили и его соавторов [20, 25]. При этом отмечалось [20], что основная поверхность поддвига хорошо выделяется только при достаточно глубинных сейсмических исследованиях МОВ. Характерно, что этапы поддвига чередуются с периодами относительного покоя, когда при изостатическом выравнивании происходят интенсивные блоковые поддвижки на фоне общего поднятия скученных масс, с возникновением систем продольных грабенов и зон повышенной проницаемости, контролирующих вулканические извержения.

Такие построения находят свое подтверждение и при экспериментальном моделировании. Так, Я. Малавьелле [30] показал, что при одностороннем сжатии возникает система чешуйчатых надвигов, в основании которых отмечается основная поверхность срыва. При этом возраст и глубина заложения разломов постепенно уменьшаются от внутренних зон к внешним (т. е. происходит последовательное расширение

зоны чешуйчатых структур).

Рассмотренные выше особенности строения хр. Кумроч позволяют считать, что во фронтальной части северного отрезка Курило-Камчатской островной дуги возникали тектонические структуры, при формированни которых происходил глубинный поддвиг масс земной коры. При этом тектонические деформации были исключительно интенсивными, что привело к появлению серпентинитового меланжа и покровных пластин на западе рассматриваемого района. По-видимому, имело место и омоложение надвигообразования с северо-запада на юго-восток. Так, судя по олистостромовым комплексам, наиболее сложно построенная северозападная часть тектонической структуры хр. Кумроч формировалась в основном в конце мела — начале палеогена и в конце эоцена — олигоцене. Данные о миоценовых деформациях здесь отсутствуют; последние вряд ли были значительными, так как третичные отложения Центральнокамчатской депрессии (к северо-западу от хр. Кумроч) смяты в пологие складки с углами падения главным образом 10—20° [4]. В то же время в восточной части района отмечаются значительные надвиги среднемиоценового времени. В самой южной части хр. Кумроч амплитуда надвигания меловых пород на нижнемиоценовые оценивается М. Н. Шапиро [23] в 15—20 км.

Все описанные выше факты свидетельствуют о том, что скорее всего, начиная с палеогена, происходило дискретное пододвигание океанической литосферы Тихого океана под субконтинентальную кору Восточной Камчатки. Естественно, что для проверки предлагаемой модели строения зоны сочленения Камчатка — Тихий океан требуется рассмотрение

данных о строении Курило-Камчатского желоба.

Структура Курило-Камчатского желоба лучше всего изучена в южной его части [9, 10, 19, 21]. Здесь было выполнено несколько профилей НСП, ГСЗ и МОВ ОГТ. На большинстве профилей на океанической стороне желоба четко выделяется граница раздела, отождествляемая с границей консолидированной коры и характеризуемая скоростью около 6,6 км/с. Структура этой поверхности определяется чешуйчатыми надвигами. По данным МОВ ОГТ [3, 21], поверхность консолидированной коры продолжается под островной склон желоба до 15—20 км.

Островной склон Курило-Камчатского глубоководного желоба имеет ступенчатый профиль рельефа, который объясняется [10, 21] выходами на поверхность мощных сложно построенных разломных зон, падающих от оси желоба на северо-запад. Одна из них выходит на поверхность у верхней ступени, другая совпадает с нижней частью склона. Отмечается увеличение угла падения разломных зон (до 40—50°) с удалением от оси желоба [10]. При интерпретации данных МОВ ОГТ [10, 21] предполагается, что выступы акустического фундамента также имеют чешуйчатую (надвиговую) структуру. Соотношение их с молодыми неоген-четвертичными отложениями представляется в виде сложно построенного регионального надвига с видимой амплитудой до 1—4 км [10].

Сходное чешуйчатое строение островных склонов описывается также в Алеутском [31, 34], Японском [11, 33] и Чилийском [20] глубоководных желобах, где их формирование связывается с дискретным пододви-

ганием океанической коры под островные склоны желобов.

выводы

1. Новые микропалеонтологические данные позволили уточнить возраст верхнемеловых образований хр. Кумроч. В средней части алтынской толщи были обнаружены радиолярии позднекампанского возраста. Из кремнистых пород всех частей разреза уколкинской толщи извлечены радиолярии, характерные для позднего кампана — маастрихта. В нижней части лотонской толщи установлены раннемаастрихтские, а в средней части остряковской толщи — позднемаастрихт-датские радиолярии. Полученные определения микрофауны подтверждают, что хребет Кумроч сложен близкими по возрасту, но разнофациальными образованиями, что не позволяет объединить их в единую серию или свиту.

2. Тектоническое строение северной части хр. Кумроч неоднородно. Восточная его часть имеет чешуйчато-складчатое строение, а в западной широко распространены аллохтонные пластины, сложенные нижнемаастрихтскими отложениями и серпентинитовым меланжем. Эти пластины

также дислоцированы и разбиты чешуйчатыми надвигами.

3. Выделяются три этапа в становлении тектонической структуры хр. Кумроч: позднемаастрихт-датский, эоцен-раннеолигоценовый и позднемиоценовый, причем первые два этапа датируются по возрасту олистостромовых комплексов. Эти комплексы — показатели тектонических перестроек — отличаются друг от друга по составу обломочного материала. В верхнемаастрихт-датской толще преобладают обломки туфотерригенных и вулканогенных пород, реже габброидов. В палеогеновой олистостроме в составе обломков кроме туфотерригенных и вулканогенных образований появляются серпентиниты, в массовом количестве встречаются габброиды.

4. На ранних этапах образования тектонический структуры хр. Кумроч, по-видимому, преобладали обдуктивные процессы. Формирование чешуйчатых надвигов и общее усложнение структур происходило в палеогене и миоцене. Образование таких структур лучше всего объясняется дискретным пододвиганием океанической коры под островную дугу.

Авторы выражают искреннюю благодарность акад. Ю. М. Пущаровскому и Е. Н. Меланхолиной за ценные замечания, сделанные при чтении статьи в рукописи, и В. С. Вишневской и Н. Ю. Брагину большую работу по определению микрофауны радиолярий.

Литература

1. Богданов Н. А., Вишневская В. С., Чехович В. Д., Сухов А. Н. Океанические олистостромы западного побережья Алеутской впадины (Берингово море)//Геотекто-

ника. 1982. № 5. С. 74—81. 2. Богданов Н. А., Чехович В. Д., Сухов А. Н., Вишневская В. С. Тектоника Олютор-

ской зоны//Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189—217. 3. Бондаренко Б. А., Гаркаленко И. А., Журавлев А. В. и др. Новые данные о глубинном строении земной коры Курило-Камчатского желоба//Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 1. С. 1463—1467.
 4. Геология СССР. Т. ХХХІ. Ч. І. Геологическое описание. Камчатка, Курильские и

Командорские острова. М.: Недра. 1964. 733 с.

5. Горячев А. В. Альпийский цикл тектонического развития Курило-Камчатской складчатой зоны//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965. Т. XI(1). С. 46—70. 6. Зинкевич В. П., Ляшенко О. В., Басманов В. Н. Офиолитовые покровы п-ова Озер-

ного (Восточная Камчатка) //Докл. АН СССР. 1984. Т. 277. № 3. С. 665-669. Кульм Л. Д., Фаулер Дж. А. Структура и стратиграфия орегонской континентальной окраины: проверка модели чешуйчатых надвигов//Геология континентальных окраин. Т. 1. М.: Мир, 1978. С. 291—316.
 Леглер В. А. Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории тектоники ли-

тосферных плит//Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамики плит). М.: Изд-во Ин-та океанологии им. П. П. Ширшова,

1977. С. 137—169. 9. *Леонов М. Г.* Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981.

173 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 344).

- 173 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 344).
 Ломтев В. А., Патрикеев В. Н. Новые данные о надвиговой структуре Курило-Камчатского глубоководного желоба//Тихоокеан. геология. 1982. № 1. С. 122—125.
 Ломтев В. Л., Патрикеев В. Н. Надвиговая структура северной части Японского желоба//Сейсмические исследования в западной части Тихого океана и его обрамления. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 26—34.
 Мараханов В. И., Потапьев С. В. Структурное районирование Камчатской тектонической области. М.: Наука, 1981. 87 с.
 Марков М. С., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Долматов Б. К. О сочленении структур Восточной Камчатки и Алеутской островной дуги//Геотектоника. 1969. № 5. С. 52—61.
 Мороз Ю. Ф. Строение осадочно-вулканогенного чехла Восточной Камчатки поланным магнитотеллурического зонлирования//Тихоокеан геология 1984. № 9.
- данным магнитотеллурического зондирования//Тихоокеан. геология. 1984. № 2. C. 93—96.
- 15. Петрина Н. М., Шапиро М. Н., Бояринова М. Е. и др. Верхнемеловые и нижнепалеогеновые отложения восточных хребтов Камчатки//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 53. Вып. 3. С. 47—61.
- 16. Пополитов Э. И., Волынец О. И. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые особенности петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 181 с.
- 17. Пущаровский Ю. М., Зинкевич В. П., Мазарович А. О. и др. Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в обрамлении Тихого океана//Геотектоника. 1983. № 2. C. 30-45.
- 18. Разницин Ю. Н., Хубуная С. А., Цуканов Н. В. Тектоника восточной части Кроноцкого полуострова и формационная принадлежность базальтов (Восточная Кам-

чатка)//Геотектоника. 1985. № 1. С. 88—101. 19. *Тулина Ю. В., Ярошевская Г. А.* Внутренняя структура земной коры (методика анализа и интерпретация сейсмических волновых полей). М.: Наука, 1976. 134 С.

20. Сили Д. Р., Вейль П. Р., Уолтон Дж. Дж. Модель внутреннего склона глубоковод-ного желоба//Геология континентальных окраин. Т. 1. М.: Мир, 1978. С. 276—290.

21. Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 176 с.

22. Шанцер А. Е., Шапиро М. Н. Эволюция вулканических зон Камчатки в связи с тектоническим развитием активной континентальной окраины//Вулканология и сей-

смология. 1984. № 2. С. 26—40. 23. *Шапиро М. Н.* Надвиг Гречишкина на побережье Камчатского залива//Геотектоника. 1980. № 3. С. 102—110.

24. Шапиро М. Н., Сляднев Б. И., Ландер А. В. Чешуйчато-надвиговые структуры северной части Восточно-Камчатского антиклинория//Геотектоника. 1983. C. 84-93.

 Dickinson W. R., Seely D. R. Structure and Stratigrahy of Forearc Regions//Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1979. V. 63. № 1. P. 2—31.
 Hada S., Suzuki T. Tectonic environments and crustal section of the Outer Zone of Southwest Japan//Accretion Tectonics in the Circum-Pacific regions. Tokyo, 1983. P. 207-218.

27. Karig D. E., Caldiorll I. G., Parmentier E. M. Effects of accretion on the geometry of the descending lithosphere//J. Geophys. Res. 1976. V. 81. P. 6281-6291.

28. Kirschner C. E., Lyon C. A. Stratigraphy and tectonic development of Cook Inlet

petroleum province. Arctic geology: AAPG, 1973, No. 19, P. 396—407.

29. Komatsu M., Miyashita S., Maeda J. et al. Dischasing of a Deefest Section of Continental Type Crust Up-Thrust as the Final Event of Collision of Arch in Hokkaido, North Japan//Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions. Tokyo, 1983. P. 149—168.

30. Malavielle J. Modelisation experimentale des chevan chements imbriques application aux chaines de montagnes//Bull. Soc. Geol. France. 1984. t. XXVI. № 1. P. 129—138. 31. McCarthy J., Scholl P. W. Mechanism of subduction accretion along the central Aleu-

tian Trench//Geol. Soc. Amer. Bull. 1985. V. 96. P. 691-701.

32. Moore I. C. Complex deformation of Cretaceous trench deposity south-western Alaska//Geol. Soc. Amer. Bull. 1973. V. 84. P. 2005—2020.

33. Multi-Channell seismic reflection data across the Japan trench//IPOD-Japan Basic

Series Univ. Tokyo: Ocean Research Inst., 1979. № 3. P. 243—262.

34. Von Huene R. Structure of the Continental Margin and Tectonism at the Eastern

4. Von Huene R. Structure of the Continental Margin and Tectonism at the Eastern Aleutian Trench//Geol. Soc. Amer. Bull. 1972. V. 83. № 12. P. 3613—3626.