

ГЕОТЕКТОНИКА

УДК 551.435.07 (571.56+571.65)

**ВЕРХОЯНСКО-ЧУКОТСКАЯ ОБЛАСТЬ НОВЕЙШЕГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ:  
ЗОНАЛЬНОСТЬ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ**

**В.Н. Смирнов**

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,  
685000, Магадан, ул. Портовая, 16, Россия*

Верхоянско-Чукотская область горообразования формировалась на возникшем в раннем мелу в результате коллизионных процессов обширном континентальном массиве, где были консолидированы протоорогенные структуры области мезозойд на северо-востоке Азии. Этот гетероструктурный континентальный массив явился исходным основанием, на котором в конце мезозоя и в кайнозое развивались пространственно и структурно сопряженные орогены. В истории развития Верхоянско-Чукотской области горообразования выделяются несколько крупных орогенических этапов (последпротоорогенных): альб-сеноманский, эоценовый, плиоцен-четвертичный. На первом этапе обособились Охотско-Чукотская вулканогенно-глыбовая и Яно-Колымская складчато-глыбовая орогенические системы, на втором — Тауйско-Анадырская окраинно-континентальная рифтогенная система. В результате был создан общий структурный план Верхоянско-Чукотской области горообразования. Наблюдаемая внутренняя структура орогенических систем оформилась в течение плиоцен-четвертичного (неотектонического) этапа, для него характерны главным образом восходящие движения, охватившие всю территорию Верхоянско-Чукотской области горообразования. Возникший неотектонический структурный план большей частью унаследован от предшествовавших этапов горообразования.

*Поздний мезозой, кайнозой, континентальный массив, горообразование, орогенические системы, этапы горообразования, неотектонический этап, Верхоянско-Чукотская область горообразования.*

**THE VERKHUYANSK-CHUKVNI AREA OF THE RECENT OROGENY:  
ZONING AND THE MAIN FORMATION STAGES**

**V.N. Smirnov**

The Verkhoyansk-Chukchi orogenic area formed on the vast land mass that had appeared as a result of collision in the Early Cretaceous and that had consolidated the Mesozoic protoorogenic structures in north-eastern Asia. This heterogeneous land mass was the basis on which spatially and structurally coupled orogens developed in the late Mesozoic and Cenozoic. The protoorogenic stages in the evolution of the Verkhoyansk-Chukchi area were followed by several large orogenic stages: Albian–Cenomanian, Eocene, and Pliocene-Quaternary. The Okhotsk-Chukchi volcanic-block and the Yana–Kolyma fold–block orogenic systems formed at stage 1. The Tauy-Anadyr' continental-margin rift system formed at stage 2. This shaped the structure of the Verkhoyansk-Chukchi area. The internal structure of the orogenic systems formed through the Pliocene-Quaternary (neotectonic) stage, which was dominated by uplifting throughout the Verkhoyansk-Chukchi area. The neotectonic structure was mostly inherited from the previous orogenic stages.

*Late Mesozoic, Cenozoic, land mass, orogeny, orogenic systems, orogenic stages, neotectonic stage, Verkhoyansk-Chukchi orogenic area*

**ВВЕДЕНИЕ**

Области горообразования выделяются многими исследователями в ряду основных структурных элементов Земли как новейшие мобильные районы дифференцированных тектонических движений с общей тенденцией к поднятию [Николаев, 1962; Шульц, 1979]. Они подразделяются на области протоорогенного развития («эпигеосинклинальные») и дейтероорогенеза («возрожденного горообразования») и «по структурным особенностям и динамическим характеристикам принадлежат к подвижным поясам

Земли» [Боголепов и др., 1976, с. 50]. В терминологии тектоники литосферных плит это коллизионные и постколлизионные орогены.

Структура и коррелятные континентальные отложения областей горообразования содержат в себе информацию о режиме их развития на протяжении всего времени с момента их возникновения как протоорогенов. В связи с этим одной из актуальных проблем тектоники, на которую в свое время указывали Ю.А. Косыгин и И.В. Лучицкий, является изучение орогенных стадий развития регионов, поскольку оно дает возможность не только для разработки представлений о режиме развития структур континентального ряда и выяснения механизмов горообразования, но также может оказаться «продуктивным для решения общих вопросов преемственности тектонических форм и проблем унаследованности» [Косыгин, Лучицкий, 1962, с. 12].

В этом смысле Верхоянско-Чукотская область горообразования, расположенная на северо-востоке Азии, представляет большой интерес для изучения орогенов, развивавшихся в зонах перехода от континента к океану в течение позднего мезозоя и кайнозоя. Здесь имели место различные геодинамические режимы, действие которых запечатлено не только в структурных и вещественных комплексах, но также в рельефе земной поверхности.

История становления и развития Верхоянско-Чукотской области горообразования вызывает несколько основных вопросов, требующих изучения. Это — определение времени заложения и геодинамических условий образования составляющих ее орогенических систем и зон, специфики их развития в кайнозое и на этапе новейшей тектонической активизации, определение характера и степени унаследованности или новообразованности неотектонических движений и структур по отношению к позднемезозойским и кайнозойским складчатым, вулканогенным и рифтогенным структурам.

#### **ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ СТРУКТУРЫ ОСНОВАНИЯ, НЕОТЕКТОНИКИ И РЕЛЬЕФА ВЕРХОЯНСКО-ЧУКОТСКОЙ ОБЛАСТИ ГОРООБРАЗОВАНИЯ**

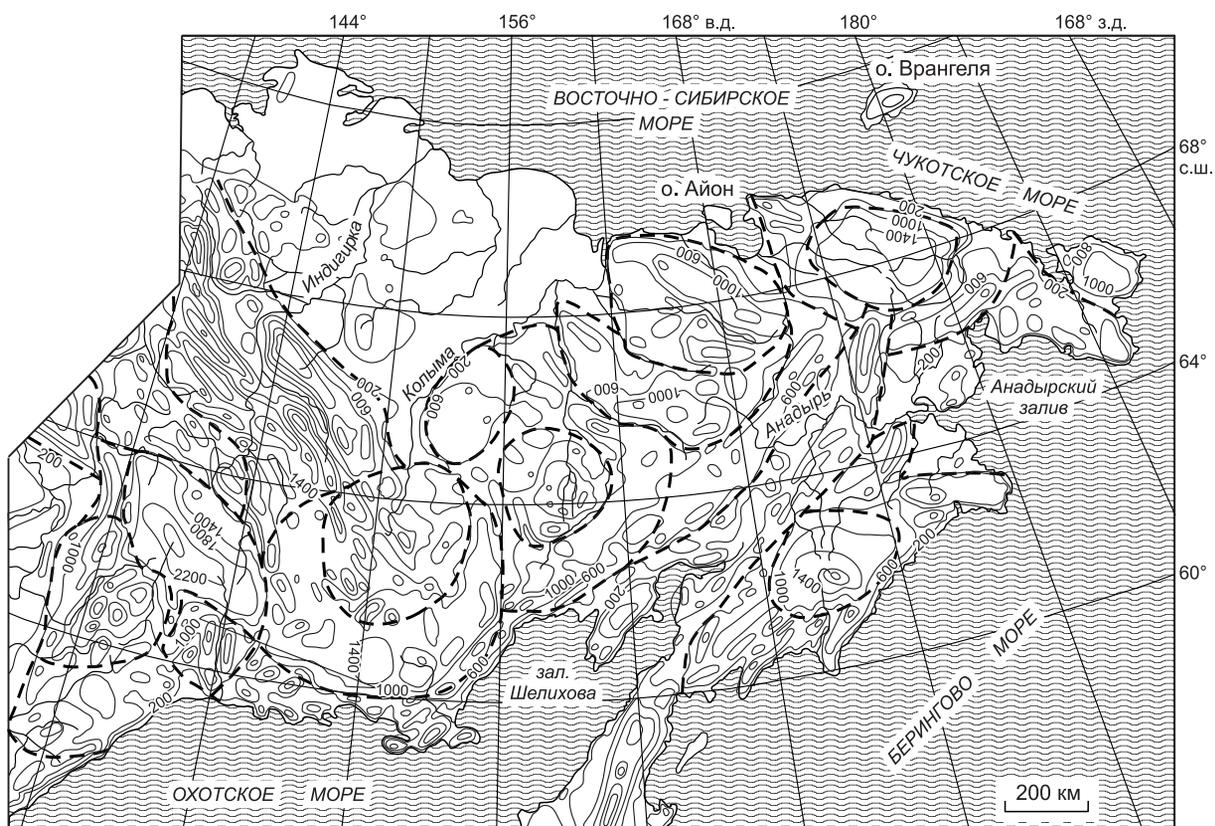
Под Верхоянско-Чукотской областью горообразования в работе понимается обширная горная территория, простирающаяся к востоку от рек Лена, Алдан, Мая до Чукотского полуострова. С севера и востока к ней примыкает Северо-Восточная область приморских равнин и шельфа, а с юго-востока — Корьянско-Камчатская область горообразования [Смирнов, 1995].

Территория Верхоянско-Чукотской области горообразования охватывает разнородные позднемезозойские зоны перехода от континента к океану, характеризующиеся очень сложными геодинамическими обстановками. Здесь выделяются различные структуры, сформировавшиеся на континентальной коре, зоны выклинивания континентальной коры, разнообразные структурные комплексы активных окраин, микроконтиненты, островодужные комплексы и вулканические пояса [Богданов, Тильман, 1992].

Важнейшей особенностью протоорогенного развития Верхоянско-Чукотской области мезозоид является то, что в конце раннего мела в результате коллизионных процессов, палеогеодинамика которых по-разному трактуется различными исследователями, возник обширный континентальный массив, спаявший все элементы активных окраин [Богданов, Тильман, 1992; Соколов, 2009]. Именно это протоорогенное сооружение, охватывавшее огромную территорию на северо-востоке Азии, явилось исходной позицией дальнейшей тектонической эволюции области мезозоид. Комплекс геологических структур, возникших на протоорогенной стадии развития мезозоид, разнообразен. Среди них дорифейские срединные массивы и рифейско-палеозойские поднятия, антиклинории, синклинории, остаточные прогибы, наложенные впадины, краевые прогибы и остаточные впадины, внутренние вулканогенные пояса [Шило и др., 1975].

Наблюдаемые ныне горные сооружения Верхоянско-Чукотской области, равнины окраинных низменностей и межгорных впадин сформировались в результате новейших тектонических движений, охвативших в плиоцен-четвертичное время всю рассматриваемую территорию. Преобладали поднятия, имевшие различные интенсивность и дифференцированность и создавшие разнообразные неотектонические структуры. Наибольшие амплитуды поднятий (более 2000 м) характерны для Яно-Колымской горной области (хребты Черского, Верхоянский, Сунтар-Хаята). Неотектонические поднятия, образующие горные сооружения Тихоокеанско-Арктического водораздела, имели меньшие амплитуды, достигавшие 1500—1600 м. В отдельных районах отмечается очень высокая степень дифференцированности и контрастности новейших движений (Северное Приохотье, Пенжинско-Анадырский район, центральная часть горной системы Черского). Здесь сформировались крупные системы межгорных впадин, обрамленные высокоамплитудными поднятиями.

В Верхоянско-Чукотской области наиболее широко распространен низкогорный рельеф высотой 600—1000 м, преобладающий в ее восточной части. Среднегорные сооружения с интервалом высот от 1000 до 2000 м сосредоточены главным образом в западной части области, в хребтах Черского, Верхоянском, где ими заняты обширные площади. В этих же хребтах отдельные горные массивы возвышают-



**Рис. 1. Морфология вершинной поверхности (морфоизогипсы со значениями высоты, м) на территории северо-востока Сибири, по [Уфимцев, 1984] с дополнением автора.**

Штриховой линией оконтурены крупные сводовые морфоструктуры.

ся до 3000 м и более. Самая высокая вершина, гора Победа (3147 м), находится в хр. Черского. Среди горных сооружений Тихоокеанско-Арктического водораздела горные массивы высотой до 2000 м встречаются редко и занимают небольшие площади.

В целом гипсометрия области отражает лишь самые общие черты ее морфоструктуры. Более информативен в этом отношении орографический план, представленный осевыми линиями основных хребтов и междуречий. Анализ их пространственного положения, размеров, ориентировки, формы в плане позволяет выделить ряд четко локализованных крупных морфоструктурных элементов. Особое значение в этом анализе придается линейным зонам, на которых происходит резкое изменение ориентировки и пространственного расположения осей водоразделов разных порядков. Эти линии принимаются за границы автономно развивающихся блоков земной коры.

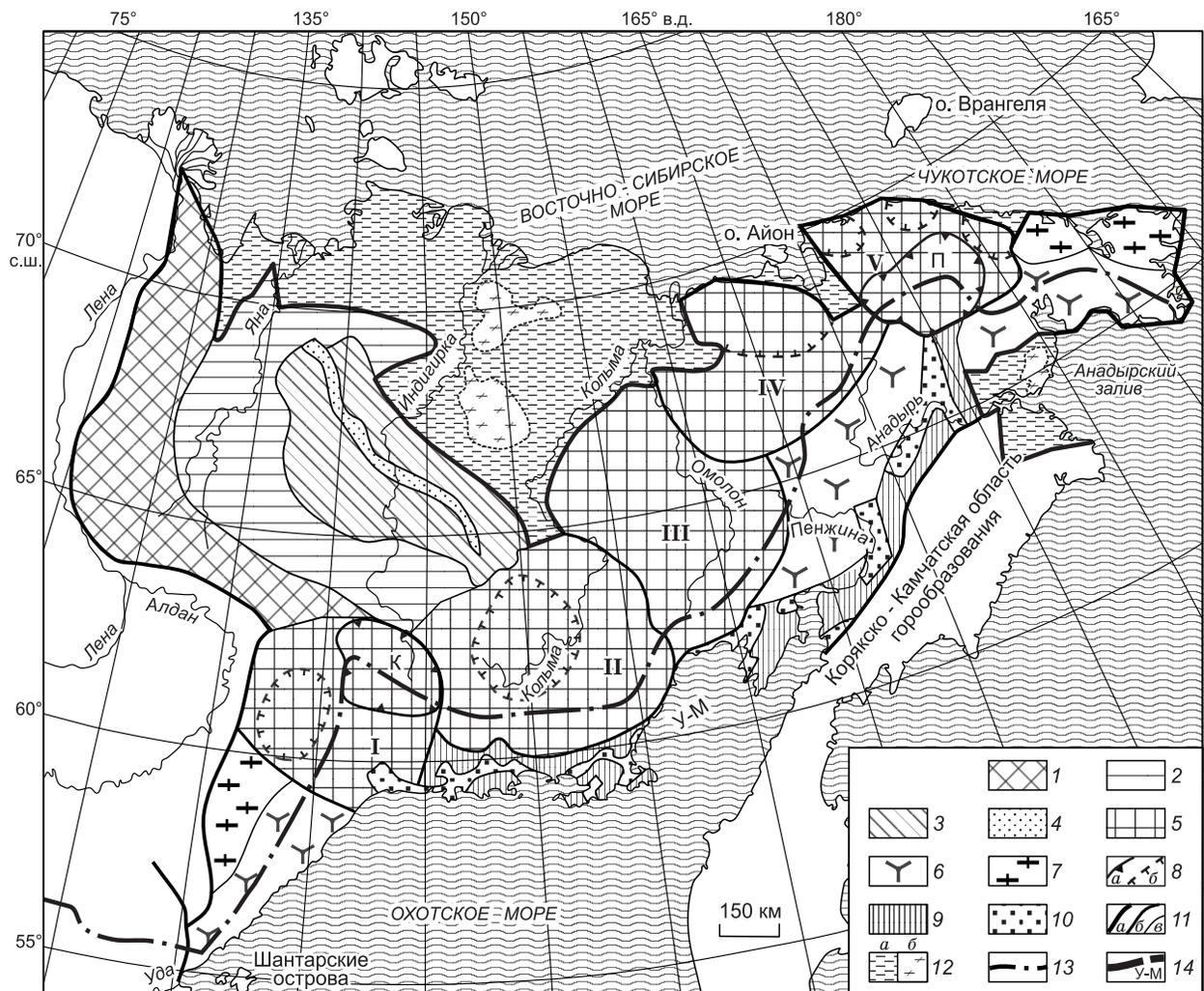
Эффективным способом морфоструктурного районирования является также анализ вершинной поверхности территории, отражающей в обобщенном виде амплитуды вертикальных неотектонических движений. На схеме вершинной поверхности северо-востока Азии отчетливо выделяются районы с резко различной морфологией и морфометрией вершинной поверхности (рис. 1). На основе приведенных выше данных в составе Верхоянско-Чукотской области горообразования можно выделить следующие орогенетические системы: Яно-Колымскую, Охотско-Чукотскую и Тауйско-Анадырскую, сформировавшиеся в разное время, на различных структурах основания и в результате различных механизмов горообразования (рис. 2).

## СТРОЕНИЕ ВЕРХОЯНСКО-ЧУКОТСКОЙ ОБЛАСТИ ГОРООБРАЗОВАНИЯ

### Яно-Колымская орогенетическая система

Эта обширная горная система охватывает Верхоянский хребет, горные цепи хр. Черского и находящийся между ними Оймяконо-Полоусный ряд нагорий.

**Верхоянский хребет** протягивается с севера на юг от устья Лены до р. Томпо на расстояние около 1300 км. В неотектоническом районировании Г.Ф. Уфимцева [1984] он трактуется как Верхоянское



**Рис. 2. Основные элементы морфоструктуры Верхоянско-Чукотской области горообразования.**

Яно-Колымская орогеническая система: 1 — Верхоянский хребет-антиклинорий, 2 — Оймяконо-Полуосный ряд складчато-глыбовых нагорий, 3 — складчато-глыбовые горные цепи Черского; 4 — Момо-Селенняхская рифтогенная впадина; Охотско-Чукотская орогеническая система: 5 — сводово-глыбовые нагорья (мегасводы): I — Юдомо-Охотское, II — Верхнеколымское, III — Омолонское, IV — Аниюское, V — Центрально-Чукотское; 6, 7 — глыбовые нагорья и плоскогорья: 6 — на вулканогенных структурах Охотско-Чукотского пояса, 7 — на разнородных структурах основания пояса; 8 — границы вулканогенных сводов (а): К — Куйдусунский, П — Пегтымельский и ареалы интрузивно-купольных морфоструктур (б); Тауйско-Анадырская орогеническая система: 9 — глыбовые хребты и массивы, 10 — рифтогенные впадины; 11 — границы Верхоянско-Чукотской области горообразования (а), мегасводов (б) и других элементов морфоструктуры (в); 12 — Северо-Восточная область аккумулятивных (а) и денудационных (б) равнин, по [Смирнов, 1995]; 13 — линия Тихоокеанско-Арктического водораздела; 14 — Удско-Мургальский раннемеловой коллизионный шов, по [Шило, Умитбаев, 1977; Богданов, Тильман, 1992].

сводовое (в поперечном сечении) поднятие с контрастными новейшими движениями с амплитудами до 1500—2000 м. Это сводовое горное сооружение является прямой унаследованной морфоструктурой, связанной с развитием Верхоянского мегаантиклинория начиная с раннего мела, когда проявилась начальная фаза складчатости. По данным Д.К. Башлафина [1975], в кайнозойской истории развития Верхоянского хребта выделяются несколько этапов. В позднем олигоцене—раннем миоцене произошло его унаследованное поднятие и продолжилось опускание Предверхоанского прогиба. С середины миоцена до середины плиоцена имело место ослабление тектонической активности и формирование поверхностей выравнивания. С позднего плиоцена началась новейшая тектоническая активизация, характеризовавшаяся возрождением поднятий Верхоянского хребта и инверсией Предверхоанского прогиба, восточная часть которого образовала причленившуюся к Верхоянскому хребту по системе молодых надвигов подгорную ступень.

**Оймяконо-Полуосный** ряд складчато-глыбовых нагорий включает в себя Оймяконское нагорье, Эльгинское и Янское плоскогорья, хребты Кулар и Полуосный. На западе эта орогеническая зона отде-

лена от Верхоянского хребта серией дугообразных разломов, в целом наследующих морфологию позднемезозойских складчатых структур. На востоке граница ее с горными цепями Черского трассируется крупными неотектоническими разломами надвигового и сдвигового типов северо-западного простирания. В целом в установленных границах Оймяконо-Полоусная система соответствует выделяемой здесь зоне глыбовой складчатости [Шило и др., 1975]. Среди неотектонических структурных форм преобладают горсты, часто имеющие дугообразные ограничения. Высота вершинной поверхности варьирует в пределах 1000—1500 м. В целом Оймяконо-Полоусная орогеническая зона наследует протоорогенный план позднемезозойских складчатых структур. К обращенным морфоструктурам относятся кайнозойские впадины: Верхоянская, Туостакская, Дербекинская, Верхнеадычанская и др.

В.Б. Комзин [1987], изучавший новейшую тектонику Адыча-Тарынской зоны, охватывающей восточные части Эльгинского плоскогорья и Оймяконского нагорья, выделяет три эпохи тектонической активизации этого района в кайнозой: на рубеже олигоцена и миоцена, на рубеже миоцена и плиоцена, с конца плиоцена. Первая проявилась в виде недифференцированного сводового поднятия, а для второй характерны знакопеременные движения блоков по разломам главным образом северо-западного простирания. Третья эпоха активизации отличается дифференцированными движениями более высокой амплитуды, а также возрождением, кроме северо-западных, разломов северо-восточной и субмеридиональной ориентировки. Преобладание новейших движений по отношению к мезозойским проявляется в том, что границы неотектонических структур форм близки границам соответствующих позднемезозойских складчатых структур, а разломы отчасти унаследованы.

**Горные цепи хр. Черского** протягиваются от Яно-Индибирской низменности до верховьев р. Колыма на расстояние около 800 км. Ширина этой орогенической зоны 230—300 км. Она состоит из большого количества горных хребтов и массивов северо-западной ориентировки. Наиболее значительные из них хребты Момский, Улахан-Чистай, Чибгалахский, Боронг, горные массивы Томмотский, Елау и др. Также многочисленны и разделяющие хребты кайнозойские впадины различных размеров и конфигурации.

Морфоструктура горных цепей Черского полностью согласована с тектоническим планом выделяемых здесь складчатых структур 1-го порядка: Иньяли-Дебинским синклином, Илин-Тасским антиклином, палеозойскими поднятиями. Таким образом, здесь господствуют прямые унаследованные морфоструктуры. Вместе с тем значительные площади занимают и обращенные морфоструктуры, представленные кайнозойскими впадинами. Наиболее крупная из них, Момо-Селенныхская, протягивается от верховьев р. Селенных до истоков р. Мома на расстояние около 700 км и разделяет хр. Черского на две неравные части. Ее ширина достигает 40 км. А.Ф. Грачевым [1977] она была выделена как рифт, развивающийся с миоцена до настоящего времени и являющийся продолжением рифтовой системы срединно-океанического хр. Гаккеля. Полученные в последние годы новые данные о строении и дислокациях позднекайнозойских отложений в этом районе свидетельствуют о сложном геодинамическом режиме развития этой впадины, в котором возникали обстановки сжатия и растяжения, время проявления последних остается дискуссионным [Имаев и др., 1990; Смирнов, 1995; Грачев, 1996].

В.Б. Спектор и В.В. Спектор [2008] выделяют в кайнозойском развитии Яно-Колымской орогенической системы в целом три динамических цикла: средний эоцен—средний миоцен, поздний миоцен—ранний плейстоцен, средний плейстоцен—голоцен. Каждый из первых двух состоит из эпохи восходящих тектонических движений и эпохи тектонической стабилизации, снижения и выравнивания рельефа. Третий цикл — незавершенный.

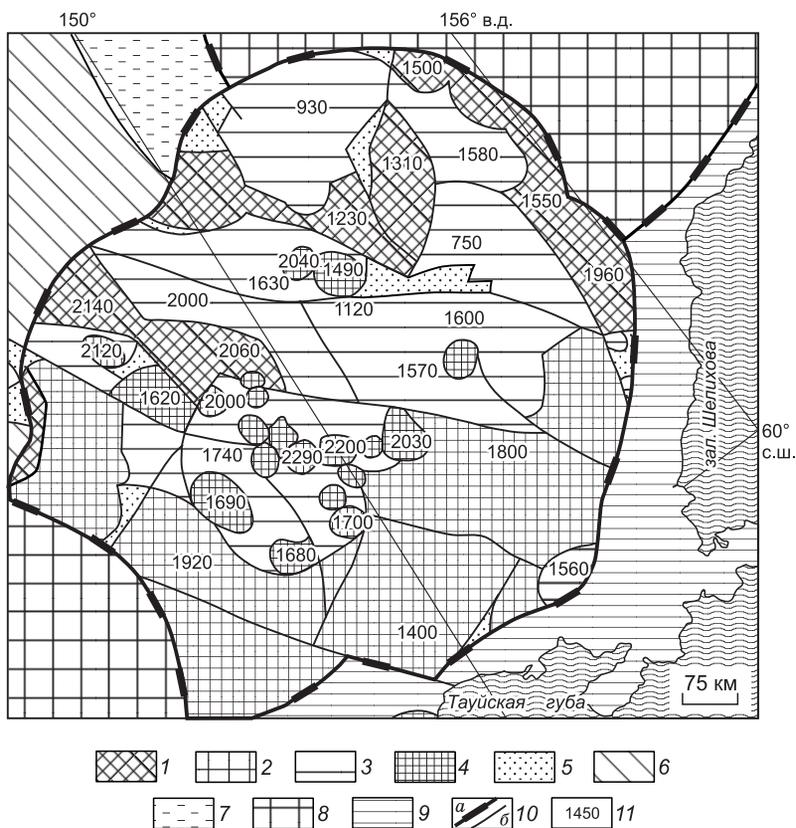
### **Охотско-Чукотская орогеническая система**

Эта орогеническая система, простирающаяся от района Удской губы до Чукотского полуострова на расстояние более 3000 км, является крупнейшим звеном окраинно-континентального горного пояса на северо-востоке Азии. Геоморфологические границы области отчетливо выражены в элементах оро- и гидрографии: с юга и юго-востока она окаймляется системами межгорных неотектонических впадин, а с северо-запада и севера — окраинными равнинами и прибрежными низменностями. Ее граница с примыкающей с северо-запада Яно-Колымской орогенической системой отчетливо определяется по резкому изменению орографического плана, положению межгорных впадин, морфологии вершинной поверхности и плановому рисунку гидросети.

Структурное единство Охотско-Чукотской орогенической системы выражается, прежде всего, в том, что она включает в себя горные сооружения, образующие Тихоокеанско-Арктический водораздел, и на всем своем протяжении приурочена к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу. Но еще больше это единство подчеркивается выявленной нами ранее закономерной зональностью области [Смирнов, Умитбаев, 1981; Умитбаев и др., 1981; Смирнов, 1995]. Основу ее морфоструктурного плана составляют пять крупных изометричных сводово-глыбовых поднятий (мегасводов) поперечником 400—500 км: Юдомо-Охотский, Верхнеколымский, Омолонский, Анюйский, Центральнo-Чукотский. Их главными составляющими являются вулканотектонические сводовые морфоструктуры Охотско-Чукотского пояса

**Рис. 3. Морфоструктура Верхнеколымского мегасвода.**

1—5 — основные типы морфоструктуры мегасвода: 1 — складчато-глыбовые хребты, 2 — вулканогенно-сводовые нагорья, 3 — складчато-глыбовые нагорья, 4 — интрузивно-купольные горные массивы, 5 — внутренние и пограничные межгорные впадины; 6—9 — орогенетические системы обрамления: 6 — Яно-Колымская, 7 — Северо-Восточная, 8 — Охотско-Чукотская, 9 — Тауйско-Анадырская; 10 — граница мегасвода (а), другие границы (б); 11 — отметки абс. высоты рельефа (м).



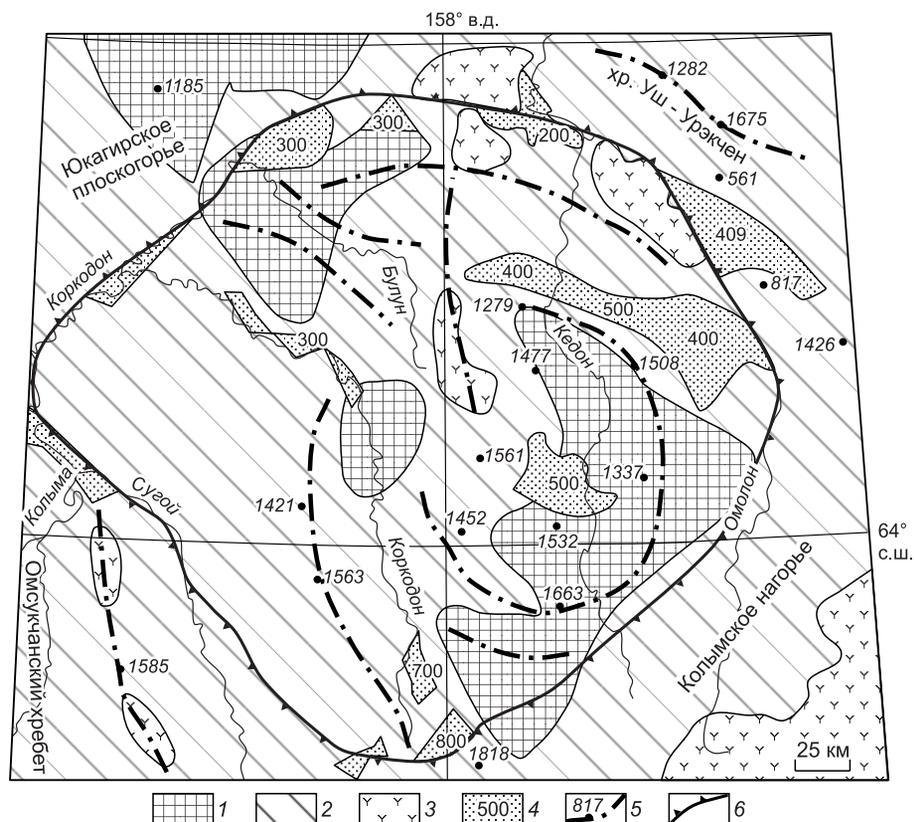
и сопряженные с ними складчато-глыбовые и интрузивно-купольные морфоструктуры сопредельных складчатых зон мезозойд.

Вулкано-тектонические сводовые морфоструктуры возникли на месте вулканогенных прогибов внешней зоны Охотско-Чукотского пояса, сложенных мощными толщами вулканитов всего возрастного диапазона пояса и разделяющих их магматогенных поднятий [Белый, 1978].

Интрузивно-купольные морфоструктуры образованы интрузиями гранитоидов раннемелового возраста, широко распространенными в различных структурно-формационных зонах мезозойд. По А.П. Соболеву [1989], они принадлежат гранодиорит(адамеллит)-гранитной формации. В пределах Охотско-Чукотской орогенетической системы им свойственна изометричная, овальная в плане форма, дискордантное положение по отношению к складчатым структурам. В рельефе они представлены изометричными куполами, образующими характерные скопления овальной формы типа магматогенных сводов. С ними связаны высокие горные массивы, нередко превышающие 2000 м.

Для мегасводов типично радиально-концентрическое строение, выражающееся в соответствующем орогидрографическом плане и морфологии вершинной поверхности. По морфологии и соотношениям с тектоническими структурами среди них выделяются три структурно-морфологических типа. Для первого свойственна в целом концентрическая морфология вершинной поверхности, характеризующая сопряжение высокоподнятых, глубоко эродированных интрузивно-купольных морфоструктур с окаймляющими их менее высокими и в целом менее эродированными вулканотектоническими сводовыми морфоструктурами. Такими чертами обладают Верхнеколымский (рис. 3) и Анюйский мегасводы. Ко второму типу относятся Юдомо-Охотский и Центрально-Чукотский мегасводы, которые также обладают в основном концентрическим строением, но имеют существенные отличия от первых. Для них характерны более высокоподнятые и при этом с относительно малой величиной эрозионного среза сводовые морфоструктуры, возникшие на месте вулканогенных прогибов (Куйдусунского, Пегтымельского) и сопряженные с глубокоэродированными интрузивно-купольными морфоструктурами. К третьему типу мы причисляем Омолонский мегасвод, обладающий концентрической морфологией вершинной поверхности, но отличающийся тем, что в нем отсутствуют интрузивно-купольные морфоструктуры, аналогичные наблюдающимся у других мегасводов (рис. 4). Вулканогенные сводовые морфоструктуры дугообразно окаймляют с юга и юго-востока глыбовые морфоструктуры, имеющие концентрически-кольцевую морфологию вершинной поверхности и сформировавшиеся на блоках Омолонского древнего массива [Смирнов, 1995].

Мегасводы образуют цепь горных сооружений, для которой характерна своеобразная поперечная симметрия. Центральным звеном цепи является Омолонский мегасвод, удаленный на равное расстояние от юго-западного и северо-восточного флангов Охотско-Чукотской орогенетической системы. По обе стороны от него симметрично расположена пара мегасводов одного и того же структурного типа — Верхнеколымский и Анюйский. Далее по обе стороны находится еще одна пара близких по строению мега-



**Рис. 4. Основные элементы структуры центральной части Омолонского мегасвода.**

1 — блоки фундамента Омолонского массива, 2 — мезозойские складчатые структуры, 3 — вулканоструктуры Охотско-Чукотского пояса, 4 — кайнозойские впадины (м), 5 — осевые линии хребтов и их высотные отметки (м), 6 — граница Кедонской концентрической морфоструктуры.

сводов второго типа — Юдомо-Охотский и Центрально-Чукотский. При этом структурное положение последних также имеет полную аналогию: оба мегасвода приурочены к зонам резкого изменения простирания Охотско-Чукотского вулканогенного пояса с северо-восточного на северо-западное.

Зарождение структурного плана рассмотренной области горообразования, по-видимому, связано с процессами, происходившими в зоне Удско-Мурганского коллизионного шва в раннем и позднем мелу, который контролировал развитие одноименной вулканической дуги [Шило, Умитбаев, 1977; Богданов, Тильман, 1992]. К этому шву приурочены «средневерхнемеловые эффузивы и молассы, связанные с развитием Охотско-Чукотского пояса и наложенные на структуры островной дуги» [Богданов, Тильман, 1992, с. 40]. Возникший структурный каркас был в большей части унаследован в дальнейшем тектономорфологическом развитии территории.

Морфоструктура Охотско-Чукотской орогенической системы в целом отражает тектонические перестройки, произошедшие на континентальной окраине в мелу, и последующие процессы горообразования в кайнозое и кватере. Для нее типична согласованность морфоструктурного плана со структурами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и большей частью несоответствие его складчатым структурам мезозойского периода. Вместе с тем закономерное пространственное положение и конформная сопряженность интрузивно-купольных морфоструктур мезозойского периода со смежными вулканотектоническими сводовыми морфоструктурами может свидетельствовать о том, что их образование связано с общими для тех и других геодинамическими процессами.

#### **Тауйско-Анадырская орогеническая система**

Вдоль северного побережья Охотского моря и далее от Пенжинской губы до среднего течения р. Анадырь простирается сравнительно узкая (150 км) и протяженная (более 1800 км) горная область, резко выделяющаяся общей контрастностью рельефа: в ее пределах примерно равные площади заняты средне- и низкогорными хребтами и массивами и низменными аккумулятивными равнинами межгорных

впадин. На Пенжинско-Анадырском отрезке она занимает пограничное положение между Верхоянско-Чукотской и Корьянско-Камчатской областями горообразования.

На всем протяжении эта система отличается большим размахом контрастных вертикальных движений и одинаковым стилем развития в кайнозое. Структурную основу ее составляют крупные межгорные впадины, выполненные мощными толщами континентальных отложений кайнозойского возраста. При этом повсеместно наблюдается перерыв в осадконакоплении, размыв, формирование кор выветривания на более ранних отложениях мелового возраста, на которых залегают континентальные отложения возрастного диапазона от эоцена до квартала. По данным геологического картирования, в Гижигинском и Пенжинско-Анадырском секторах установлены покровы базальтов эоценового возраста в обрамлении впадин и в составе разрезов континентальных отложений.

Отмеченные выше особенности структуры и проявления базальтового вулканизма указывают на рифтовую природу Тауйско-Анадырской системы. Е.Г. Песков и В.М. Мигович [1980] рассматривали ее как этап развития более обширной Охотско-Анадырской области окраинно-континентального рифтогенеза. Они относили начало рифтового режима в этой области к середине альба и считали, что результатом рифтогенеза была вулканическая деятельность Охотско-Чукотского пояса. Вместе с тем образование собственно рифтовых впадин, по их мнению, началось позднее: в Пенжинско-Анадырской зоне в позднем мелу, а в Приохотской — в кайнозое.

При дальнейших исследованиях эта точка зрения не нашла подтверждения: имеющиеся данные свидетельствуют о том, что окраинно-континентальный рифтовый режим проявился в этой области в эоцене—олигоцене. Он наложен на структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и отделен от него длительным периодом тектонического покоя, снижения и выравнивания рельефа с образованием кор выветривания [Смирнов, 1969, 1995]. По данным геологического картирования и специальных тектоногеоморфологических исследований кайнозойских структур установлено, что формирование рифтовых впадин началось в эоцене практически одновременно в Приохотской и Пенжинско-Анадырской зонах. Начальные стадии рифтогенеза выразились в проявлениях базальтового вулканизма, в образовании межгорных впадин, в основании которых накапливались толщи конгломератов, замещавшиеся вверх по разрезу песчаными и алевроитовыми угленосными толщами на протяжении позднего эоцена и олигоцена.

Тауйско-Анадырская орогеническая система имеет очень четкие границы, представленные возрожденными на новейшем этапе глубинными разломами субширотного и северо-восточного простираний. Ее дугообразная форма в плане согласована с простиранием внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. По пространственному положению, морфологическим и морфометрическим особенностям рельефа в ее пределах выделяются две обособленные морфоструктурные зоны: Тауйско-Тайгоноская на юго-западе и Пенжинско-Анадырская — на северо-востоке.

Структурную основу Тауйско-Тайгоносской орогенической зоны составляет ряд крупных межгорных впадин (Кавинская, Тауйская, Ланковская, Ямская, Гижигинская и др.), которые обрамляются с юга горными сооружениями полуостровов северной части Охотского моря (Лисянского, Кони, Пьягина, Тайгонос и др.), а с севера — обособленными горными массивами южного склона Охотско-Колымского водораздела.

Начало ее формирования, по данным геолого-съёмочных работ, запечатлено в широком развитии базальтовых покровов кытыймской свиты эоценового возраста, распространенных в Гижигинском районе. К этому же времени приурочено заложение систем крупных межгорных впадин (Тауйско-Ямской, Гижигинской), в которых формировались мощные толщи терригенных отложений с базальными слоями конгломератов. В течение эоцена—среднего миоцена в них накопились толщи угленосных отложений мощностью 1500—2500 м.

Пенжинско-Анадырская орогеническая зона простирается в северо-восточном направлении от Пенжинской губы до верховьев р. Танюрер. Основными элементами морфоструктуры являются протяженные хребты (Пенжинский, Пекульнейский) и обрамляющие их равнины крупных межгорных впадин (Пенжинской, Парапольской, Марковской, Бельской). По данным В.В. Иванова [1985], палеоцен-эоценовые и эоцен-олигоценные отложения впадин залегают на размытой поверхности позднемеловых осадочных толщ. Среди них выделяются различные по составу толщи: наземные вулканиды (базальты и андезитобазальты) и существенно конгломератопесчаные, часто угленосные толщи мощностью до 600 м. Неогеновые отложения (пески, конгломераты, галечники), залегающие на палеогеновых толщах, имеют мощность до 1000 м.

Коренные изменения в развитии Тауйско-Анадырской рифтогенной системы произошли в плиоцене и квартале в связи с общим поднятием территории. Начало этого этапа фиксируется повсеместным появлением конгломератов в верхнеплиоценовых отложениях.

## ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ВЕРХОЯНСКО-ЧУКОТСКОЙ ОБЛАСТИ ГОРООБРАЗОВАНИЯ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Как следует из приведенных выше материалов, в раннем мелу в результате коллизионных процессов на северо-востоке Азии сформировался Верхоянско-Чукотский протоорогенный континентальный массив области мезозойд. К востоку от него продолжала развитие переходная зона к Пацифике (Корякско-Камчатская область) [Богданов, Тильман, 1992]. До середины мела Верхоянско-Чукотский континентальный массив переживал стадию тектонического покоя с конденудационным развитием слаборасчлененной поверхности невысоких горных сооружений.

В середине мела в результате коллизии Удско-Мургальской дуги с южной и восточной окраинами Верхоянско-Чукотского протоорогенного массива возникла наложенная на него орогеническая система Охотско-Чукотского краевого вулканического пояса.

Большая часть Верхоянско-Чукотского протоорогенного массива была переработана тектономагматическими процессами пояса и вовлечена в структуру сформировавшейся Охотско-Чукотской орогенической системы. С конца мела до палеоцена включительно Верхоянско-Чукотская область горообразования переживала период равновесного геоморфологического развития при господстве конденудационных поднятий и локальных конседиментационных опусканий. В течение этого периода она претерпела выравнивание с образованием кор выветривания.

На рубеже палеоцена—эоцена началось разрушение северной и южной окраин Верхоянско-Чукотской области горообразования. Произошло снижение рельефа и образование впадин в северной части области, где обособилась Северо-Восточная область денудационных и аккумулятивных равнин Индигиро-Колымской, Чукотской систем впадин [Смирнов, 1995]. В это же время на южной и юго-восточной окраинах возникла Тауйско-Анадырская рифтогенная система. Тектонические движения этого этапа здесь были интенсивными и контрастными, о чем свидетельствуют обширные площади, охваченные нисходящими и восходящими движениями, большие мощности осадков с конгломератами в основании впадин, часто залегающими на коре выветривания палеоценового возраста, а также мощные проявления базальтового и андезитового вулканизма, которые бронировали предшествовавшую поверхность выравнивания с корами выветривания [Смирнов, 1969; Иванов, 1985]. В этот период времени оформились границы всех орогенических систем в составе Верхоянско-Чукотской области горообразования.

В олигоцене на фоне общего снижения рельефа территории, уменьшения степени его расчлененности продолжалось развитие заложенных ранее и возникновение новых межгорных впадин.

Активизация тектонических движений имела место в отдельных районах в миоцене. По периферии Верхоянско-Чукотской области горообразования продолжалось погружение заложенных в эоцене впадин, а во внутренних частях — одновременно с малоамплитудными поднятиями возникло большое количество новых межгорных впадин: в хр. Черского, в Северном Приохотье и др. На некоторых территориях образование миоценовых впадин, приуроченных к крупным разломам, сопровождалось проявлениями вулканизма: в Приохотье, в бассейне р. Омолон и на Чукотском полуострове [Акинин, Апт, 1997].

Конец плиоценовой эпохи ознаменовался проявлением мощных восходящих тектонических движений, охвативших в четвертичном периоде всю Верхоянско-Чукотскую область горообразования. Тектонические движения этого этапа, сформировавшие наблюдаемые ныне горные сооружения и равнины окраинных низменностей и межгорных впадин, имели различные интенсивность и дифференцированность.

Некоторыми исследователями в отдельных районах отмечается усиление восходящих движений начиная со среднечетвертичного времени [Смирнов, 1995; Спектор, Спектор, 2008]. К этому же периоду А.Ф. Грачев [1996] относит активизацию рифтогенного процесса в Момском рифте.

В течение четвертичной эпохи в разных районах Верхоянско-Чукотской области горообразования имели место проявления щелочно-базитового вулканизма: среднечетвертичный влк. Балаган-Тас и др. в Момском рифте, голоценовые вулканы в бассейне р. Бол. Ануй [Грачев, 1996; Акинин, Апт, 1997].

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Верхоянско-Чукотская область горообразования изначально возникла в раннем мелу в виде обширного континентального массива на протоорогенных структурах области мезозойд на северо-востоке Азии. Этот гетероструктурный континентальный массив явился исходным основанием, на котором в конце мезозоя и в кайнозое развивались пространственно и структурно сопряженные орогены.

В дальнейшей истории развития Верхоянско-Чукотской области горообразования выделяются несколько крупных орогенических этапов: альб-сеноманский, эоценовый, плиоцен-четвертичный. С первым связано формирование орогенической системы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В течение второго этапа произошло образование обширных впадин в северной части области и Тауйско-Ана-

дырской окраинно-континентальной рифтогенной системы. В результате сформировался общий структурный план Верхоянско-Чукотской области горообразования, который в целом был унаследован на последующих этапах развития возникших орогенов. Миоценовому этапу свойственны распространение межгорных впадин от окраин в континентальные районы области горообразования и проявления щелочно-базитового вулканизма.

Наблюдаемая внутренняя структура орогенических систем оформилась в течение плиоцен-четвертичного (неотектонического) этапа, для него были характерны главным образом восходящие движения на всей территории Верхоянско-Чукотской области горообразования.

Возникший неотектонический структурный план составляющих область разновозрастных орогенических систем большей частью унаследован от предшествовавших этапов горообразования. При этом каждая из выделенных орогенических систем наследует план той геодинамической обстановки, в условиях которой она первоначально возникла: Яно-Колымская — раннемеловую (протоорогенную) складчато-глыбовую структуру мезозой, Охотско-Чукотская — альб-сеноманскую вулканогенно-плутоногенную структуру Охотско-Чукотского пояса, Тауйско-Анадырская — эоценовую структуру окраинно-континентального рифта. Охотско-Чукотская и Тауйско-Анадырская орогенические системы резко дискордантны по отношению к позднемезозойским протоорогенным структурам основания.

В истории развития Верхоянско-Чукотской области горообразования выделяются три основных типа горообразующих движений: коллизионный, рифтогенный и режим общего дифференцированного поднятия. В первом случае формировалась протоорогенная структура Верхоянско-Чукотской области горообразования и Охотско-Чукотская орогеническая система. Во втором — возникла и развивалась в течение эоцена—олигоцена Тауйско-Анадырская окраинно-континентальная рифтогенная система. В условиях режима третьего типа развивались процессы горообразования на всей территории Верхоянско-Чукотской области в миоцене и на заключительном, неотектоническом, этапе. Характерно, что восходящие движения неотектонического этапа охватили одновременно не только всю Верхоянско-Чукотскую область горообразования, но и пограничную с ней Корякскую орогеническую систему, накануне (в миоцене) пережившую стадию протоорогенеза. Особенностью миоценового и плиоценового этапов является также то, что в разных районах Верхоянско-Чукотской области (Приохотье, хр. Черского, бассейн р. Бол. Анной, Чукотский полуостров) возникли локальные очаги глубинного щелочно-базитового вулканизма.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Акинин В.В., Апт Ю.Е.** Позднекайнозойский щелочно-базитовый вулканизм на Северо-Востоке России // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 1997, с. 155—174.

**Башлавин Д.К.** Анализ рельефа хр. Орулган и прилегающих территорий: Автореф. дис. ... к.г.н. М., МГУ, 1975, 24 с.

**Белый В.Ф.** Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., Наука, 1978, 214 с.

**Богданов Н.А., Тильман С.М.** Тектоника и геодинамика северо-востока Азии (объяснительная записка к тектонической карте северо-востока Азии м-ба 1:5 000 000). М., ИЛ РАН, 1992, 54 с.

**Боголепов К.В., Ерников В.Д., Башарина Н.П.** Орогенные структуры и их эволюция // Эволюция тектонических структур, их происхождение и типизация. Новосибирск, ИГГ СО АН СССР, 1976, с. 49—57.

**Грачев А.Ф.** Рифтовые зоны Земли. Л., Недра, 1977, 247 с.

**Грачев А.Ф.** Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли, 1996, № 12, с. 5—36.

**Иванов В.В.** Осадочные бассейны Северо-Восточной Азии. М., Наука, 1985, 210 с.

**Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.** Активные разломы и сейсмостектоника Северо-Восточной Якутии. Якутск, ЯНЦ СО АН СССР, 1990, 140 с.

**Комзин В.Б.** Новейшая тектодинамика Адыча-Тарынской разрывной зоны и ее обрамления (Верхояно-Колымская область горообразования): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. М., МГУ, 1987, 17 с.

**Косыгин Ю.А., Лучицкий И.В.** Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии // Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962, с. 9—17.

**Николаев Н.И.** Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962, 392 с.

**Песков Е.Г., Мигович И.М.** Окраинно-континентальная рифтовая система на северо-востоке Азии // Геология и геофизика, 1980 (2), с. 11—18.

**Смирнов В.Н.** Основные этапы в формировании рельефа северной части полуострова Тайгонос // Колыма, 1969, № 10, с. 43—44.

**Смирнов В.Н.** Морфотектоника областей горообразования северо-востока Азии: Автореф. дис. ... д.г.н. М., МГУ, 1995, 41 с.

**Смирнов В.Н., Умитбаев Р.Б.** Юдомо-Охотский мегасвод, его магматизм и рудоносность // Магматические комплексы Дальнего Востока и их рудоносность: тезисы докладов. Ч. 2. Хабаровск, Дальгеология, 1981, с. 80—82.

**Соболев А.П.** Мезозойские гранитоиды Северо-Востока СССР и проблемы их рудоносности. М., Наука, 1989, 250 с.

**Соколов С.Д.** Тектоника Восточной Арктики: проблемы и неопределенности // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII тектонического совещания. Т. 2. М., ГЕОС, 2009, с. 202—205.

**Спектор В.Б., Спектор В.В.** Режим возрожденного горообразования Верхояно-Колымской горной области // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI тектонического совещания. Т. II. М., ГЕОС, 2008, с. 291—294.

**Умитбаев Р.Б., Садовский А.И., Сидоров А.А., Смирнов В.Н.** Основные черты строения и металлогении Охотско-Чукотской области // Сов. геология, 1981, № 9, с. 77—88.

**Уфимцев Г.Ф.** Тектонический анализ рельефа (на примере востока СССР). Новосибирск, Наука, 1984, 183 с.

**Шило Н.А., Умитбаев Р.Б.** Монголо-Чукотская система глубинных разломов — древняя сейсмофокальная зона // Геология и геофизика, 1977 (11), с. 158—165.

**Шило Н.А., Бабкин П.В., Белый В.Ф., Мерзляков В.М., Сидоров А.А., Терехов М.И.** Новая схема тектонической и металлогенической зональности Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 4, с. 961—964.

**Шульц С.С.** Тектоника земной коры. Л., Недра, 1979, 272 с.

*Рекомендована к печати 28 января 2011 г.  
М.И. Эповым*

*Поступила в редакцию  
17 марта 2010 г.*