

М. Н. Шапиро

О ВЫДЕЛЕНИИ ПАЛЕОСЕЙСМОФОКАЛЬНЫХ ЗОН НА КАМЧАТКЕ

Выделение древних сейсмофокальных зон¹ стало в последнее время обычной операцией при палеотектонических построениях. Неоднократно выделялись они и на Камчатке [1, 9, 20, 7, 6, 8 и др.]. Однако далеко не всегда ясно, что же именно выделяется и рисуется под этим названием. Например, в специальном сборнике, изданном под редакцией Г. М. Власова и посвященном древним сейсмофокальным зонам, ни в одной статье не раскрывается содержание этого термина, а перечисленные признаки палеосейсмофокальных зон относятся к очень широкому кругу объектов, таких, как зоны смятия, офиолитовые швы, зоны глаукофанового метаморфизма, зоны интенсивной гранитизации и т. п. [6]. Эта неопределенность имеет объективную причину, так как, выделяя палеосейсмофокальную зону, мы должны опознать по геологическим признакам структуру, для нахождения

¹ Здесь и далее под сейсмофокальными зонами подразумеваются исключительно зоны концентрации очагов промежуточных и глубокофокусных землетрясений, характерные главным образом для переходных зон тихоокеанского типа и, как правило, имеющие форму пластин, наклоненных под островную дугу или континент.

современных аналогов которой необходимы и достаточны только сейсмологические признаки. Такая задача не будет иметь решения, если мы не зададимся некоторой геологической моделью современной сейсмофокальной зоны. Эта модель должна быть достаточно общей, чтобы хотя бы на первом этапе исследования включить в рассмотрение возможно большее число древних геологических объектов, и в то же время достаточно четкой, чтобы сформулировать определение и признаки палеосейсмофокальных зон.

Одной из таких моделей бесспорно является представление о сейсмофокальных зонах как о глубинных надвигах или поддвигах, идущее от первых исследователей этих зон А.Н. Заварицкого и Х. Беньофа и признанное подавляющим большинством геологов и геофизиков. Сразу следует подчеркнуть, что в модель глубинного надвига могут закладываться совершенно разные представления о динамике структуры и амплитудах смещений по ней. Так, согласно гипотезе тектоники плит, сейсмофокальные зоны возникают при погружении литосферных плит и являются результатом поглощения пластин, ширина которых может достигать многих сотен и даже тысяч километров. В противоположность этому В.В. Белоусов [3] считает, что эти зоны отражают глубинные смещения, связанные с выравниванием плотностных неоднородностей на границе в различной степени прогретых блоков мантии, и смещения по ним не превышают первых сотен километров. Но в обоих случаях в качестве палеосейсмофокальных зон должны выделяться глубинные надвиги. Вполне очевидно, однако, что едва ли существует надежда увидеть собственно глубинную часть этих надвигов в пределах по крайней мере фанерозойских складчатых зон. Следовательно, речь должна идти только о приповерхностных частях палеосейсмофокальных зон, приповерхностных частях глубинных надвигов, но при этом должны доказываться и связи с глубинными движениями. Система доказательств должна вытекать из бесспорной генетической или парагенетической связи современных сейсмофокальных зон с комплексом геологических структур в ихисящем крыле и в области их выхода на поверхность.

В наиболее полном виде этот комплекс выражен в системах окраинное море—островная дуга—глубоководный желоб—краевой океанический вал². Взаимное расположение этих элементов отражает наклон сейсмофокальной зоны, и поэтому важно выделить главные признаки, позволяющие распознавать их при палеотектонических реконструкциях. Главным признаком собственно островной дуги (а если отсутствует краевое море, то окраины андийского типа), безусловно, является пояс активного вулканизма, продукты которого достаточно резко отличаются по составу как от продуктов внутриокеанического вулканизма всех типов, так и от современных внутриконтинентальных вулкаников, чаще всего связанных с рифтогенными зонами [10, 14, 36 и др.]. Эти вулканики толеитовой, известково-

щелочной и шошонитовой серий в дальнейшем будут именоваться островодужными, хотя нет никакой уверенности в том, что все древние зоны такого вулканизма можно без оговорок сопоставлять с современными островными дугами и андийскими окраинами. Изучение современных вулканических поясов островных дуг показывает существование продольной по отношению к ним зональности составов вулкаников, выраженной в различных признаках и коррелирующейся с наклоном и глубиной сейсмофокальной зоны. Однако в каждом конкретном поясе известны многочисленные отклонения и исключения из этой зональности и опираться на нее при палеотектонических реконструкциях можно лишь тогда, когда она выражена достаточно ярко.

Для определения наклона древней сейсмофокальной зоны значительно существеннее различия тыловых и фронтальных элементов той системы структур, которая развита в ееисящем крыле.

Наиболее типичными тыловыми элементами являются краевые моря. Их морфологические черты весьма разнообразны: это могут быть шельфовые бассейны, участки так называемого опущенного шельфа (центральная часть Охотского моря), изометричные глубоководные котловины и относительно узкие трогги. Они могут подстилаться континентальной, утоненной континентальной и субокеанической корой. Характер осадочных формаций зависит в них от морфологии, интенсивности терригенного сноса и вулканизма в соседней дуге и, наконец, от климата. Часть этих впадин лишена проявлений современного вулканизма, но в других этот вулканизм достаточно активен и, как правило, приурочен к узким рифтовым зонам, где преобладают толеиты, близкие к толеитам срединно-океанических хребтов. В последние годы некоторые структуры на континентах также начинают относить к числу тыловодужных, например Большой Бассейн США по отношению к вулканической дуге Каскадных гор. Для таких структур также характерен вулканизм, одни (наименее щелочные) продукты которого близки к толеитам океанов, а другие — к толеитам и щелочным оливиновым базальтам континентальных рифтов [35]. Таким образом, для тыловых областей островных и окраинно-континентальных дуговых систем, связанных с сейсмофокальными зонами достаточно типичен (хотя и не обязателен) вулканизм, сходный с вулканизмом океанических или континентальных рифтов.

Фронтальные элементы тех же систем — это всегда серия узких линейных прогибов и поднятий. К поднятиям относятся краевой океанический вал и внешняя невулканическая дуга, а к прогибам — глубоководный желоб, преддуговой и междуговой прогибы. Характер осадков во фронте дуг весьма разнообразен: от океанических илов на краевом валу до прибрежных серий на внешней дуге и обвального глыбовых накоплений на некоторых крутых участках внутреннего склона желоба. На краевых океанических валах известны относительно молодые вулканические постройки [18], но нет доказательств того, что они возникли после образования современной морфоструктуры вала. В других фронтальных структурах, начиная с междуговой прогиба, вообще нет проявлений современного или близкого к современ-

² Далеко не всегда этот комплекс представлен столь полно. В окраинах андийского типа отсутствуют краевые моря, а в таких районах, как Бирма или дуга Банда, нет типичного глубоководного желоба и тем более — океанического вала.

менному вулканизма. Следовательно, в целом фронтальную зону современных дуговых систем можно определить как авулканичную, и этот ее признак крайне важен для палеотектонических реконструкций и определения наклона древних сейсмофокальных зон.

Таким образом, в вещественном, формационном выражении система структур, образующаяся висячем крыле сейсмофокальной зоны, как правило, асимметрична: осевую часть занимают островодужные вулканы, в тылу формируются как осадочные комплексы, так и рифтогенные вулканические формации, а во фронте вулканизм отсутствует. Эта асимметрия подчеркивается химической зональностью в пределах пояса островодужных вулкаников.

Сама сейсмофокальная зона выходит на поверхность в районе внутреннего склона глубоководного желоба. Вопросы точной локализации выхода зоны и характера тектонических структур в этой области достаточно дискуссионны, но если мы принимаем модель глубинного надвига с амплитудой хотя бы в первые десятки километров, то и в приповерхностной части мы должны ожидать появления надвига или, скорее, серии надвигов, направленных в ту же сторону, что и сейсмофокальная зона в целом. Такие надвиги иногда выделяются по данным морских сейсмических исследований, а в некоторых частях существование складчато-надвиговых структур в нижней части склона желоба подтверждается и глубоководным бурением (DSDP, рейс 78А).

В свете изложенных представлений о связи современной сейсмофокальной зоны со структурами в ее висячем крыле, палеосейсмофокальная зона, а точнее, ее непосредственно наблюдаемая приповерхностная часть должна выглядеть как пояс крупных, но уже неактивных надвигов, в тылу которого сохраняется или по крайней мере реконструируется близкая к нему по возрасту система структур островной или окраинно-континентальной дуги, причем асимметрия ("полярность") этой дуги должна соответствовать наклону и вергентности самих надвигов.

Следовательно, при попытках выделения палеосейсмофокальных зон в каком-либо регионе объектом анализа должны быть пояса крупных надвигов и их пространственные соотношения с разновозрастными структурно-формационными комплексами, и прежде всего с поясами островодужных вулкаников.

Пространственно-временные соотношения надвиговых и вулканических зон Камчатки. На Камчатке выделяются две протяженные зоны крупных надвигов: в Срединном хребте, где они направлены на запад, и в Восточном, где преобладает восточная вергентность структур.

В северной части Срединного хребта (рис. 1, а—г, см. вкл.) терригенные формации верхнего мела Западной Камчатки (лесновская серия) перекрыты надвинутыми на них с востока разновозрастными кремнисто-вулканогенными формациями ирунейской серии. Лесновская серия интенсивно деформирована с образованием многочисленных крутых, часто опрокинутых на запад изоклинальных складок. Пологая поверхность главного надвига резко дискордантна по отношению к этим

складкам. В кровле автохтона часто встречаются зоны тектонических брекчий и меланжей, а вдоль контакта двух комплексов развития непостоянная по мощности (1—30 м) зона полосчатых милонитов.

Структура аллохтона в значительной мере определяется тектоническими чешуями и пластинами, большая часть которых сравнительно слабо деформирована. Наиболее молодые из фаунистически охарактеризованных пород ирунейской серии по комплексу моллюсков (иноцерамов и гастропод) отнесены к кампану [5], но верхняя часть ее разреза фауной не охарактеризована и может оказаться несколько более молодой. Помимо ирунейской серии, в структуре аллохтона принимают участие амфиболитизированные полосчатые габброиды и зеленые метаморфические сланцы, возраст которых не известен и которые слагают две самостоятельные пластины, выделенные в бассейне р. Левая Лесная в основании аллохтонного комплекса. Судя по тектоническим окнам и останцам, амплитуда перемещения по главному надвигу превышает 15 км, но суммарная амплитуда сокращения чехла по серии покровов здесь значительно больше, хотя достоверной оценке и не поддается. Верхний возрастной предел надвигов определяется тем, что они перекрываются эффузивами нижне-эоценовой кинкильской свиты, которая в этом районе залегает почти горизонтально. Начало движений не определяется столь же однозначно, и нельзя исключить того, что они начались в позднемеловое время. Надвиги северной части Срединного хребта, и прежде всего главный надвиг, разделяющий терригенный и кремнисто-вулканогенный комплексы, являются непосредственным продолжением известного Ватынского надвига в Корякском нагорье [4, 11]. Вдоль северной части Срединного хребта эти надвиги прослеживаются более чем на 140 км, а южнее перекрываются молодыми эффузивами.

В южной части Срединного хребта (междуречье Ичи—Облуковина) автохтоном этой системы надвигов являются метаморфические доверхнемеловые породы, а в аллохтоне залегают породы верхнего мела (см. рис. 1, д—ж). Как правило, нижняя пластина сложена терригенными породами хозгонской свиты, а верхние — кремнисто-вулканогенными толщами ирунейской и кирганинской свит, но местами ирунейская свита надвинута непосредственно на метаморфиты. Возраст терригенных пород, содержащих пласты кремней с радиоляриями, оказался кампанским (определения В.С. Вишневской), т.е. таким же, как и возраст ирунейской свиты. Возраст надвигов весьма дискуссионен. На метаморфических породах, а местами и на ирунейской свите здесь с несогласием залегает континентальная песчано-конгломератовая барабская свита, содержащая флору, которую разные авторы относят то к самым верхам мела, то к самым низам палеогена [5]. Барабская свита образует неоавтохтон, ограничивая тем самым верхний возрастной предел первых надвигов. Однако и этот неоавтохтон затронут более поздними подвижками, так как с востока частично перекрыт меловыми породами хозгонской свиты, в основании которых фиксируются структурное несогласие, зоны дробления и милонитизации. Верхний возрастной предел этих последних надвигов не ясен, но едва ли они могут быть моложе эоцена, так как в олиго-

цен-миоценовых комплексах Срединного хребта надвиги и линейные складки нигде не фиксируются. Южнее рассматриваемого района граница меловых пород с метаморфитами определяется более поздним субмеридиональным крутым разломом.

Надвиги Срединного хребта вместе с зоной Ватынского надвига в Корякском нагорье образуют самую протяженную в Камчатско-Корякском регионе систему пологих пластин с северо-западной вергентностью, общая длина которой превышает 1200 км. Вместе с тем эта зона является и наиболее резкой границей различных фаций верхнего мела: терригенных на северо-западе и кремнисто-вулканогенных на юго-востоке. Поэтому есть основания полагать, что амплитуда перемещения меловых кремнисто-вулканогенных толщ по этим надвигам достаточно велика и, скорее всего, превышает первые десятки километров.

Восточно-Камчатская зона надвигов имеет другое строение (см. рис. 1,3—1). Лучшее всего она выражена в своей центральной части, охватывающей хребты Кумроч, Гамчен и перешеек Кроноцкого полуострова. Ее восточной границей является известный здесь надвиг Гречишкина [5, 27], но в северной части он частично срезается поперечем Камчатского залива, а частично перекрыт плиоцен-четвертичными осадками депрессии озера Нерпичье. К западу от этого надвига картируется система крутых наклоненных на запад разломов, как правило, сопряженных с опрокинутыми на восток крутыми, часто почти изоклинальными складками. Такая структура характерна, в частности, для Богачевской зоны Тюшевского прогиба, сложенной мощными осадочными толщами миоцена и верхнего палеогена [30]. К северо-западу от Тюшевского прогиба такая же структура сохраняется и в хребте Кумроч, где чешуи сложены разнофациальными образованиями самой верхней части мела и, возможно, самых низов палеогена [12]. На востоке это ветловская свита: кремнистые аргиллиты с горизонтами песчаников и кремней и линзами эффузивов и яшм. Северо-западнее большая часть чешуй образована плохо сортированными песчаниками станицинской свиты, содержащими пачки аргиллитов и линзы туфов. В осевой части хребта преобладают выходы туфогенных толщ хапицкой свиты, согласно перекрытых терригенным дроздовским флишем и образующих ряд крутых продольных чешуй, в южной части осложненных линейными складками. В северной части хребта к границам этих чешуй иногда приурочены тектонические линзы серпентинитов.

Строение тыловой области этой системы разрывов не вполне ясно, так как большая ее часть перекрыта молодыми осадками Центрально-Камчатской депрессии. В северной части хребта Кумроч крайний северо-западный блок надвиговой системы сложен Кротонским габбро-гипербазитовым массивом, имеющим структуру пологой пластины [17], а на крайнем юго-западе этого же хребта, в истоках р. Большая Хапица, развиты полого залегающие породы хапицкой и дроздовской свит, образующие лежачее крыло очень крупной, опрокинутой на восток синклинали, замок которой виден на границе хребта с Центрально-Камчатской депрессией. Еще южнее, в хребте Тумрок, мел-палео-

геновые толщи также лежат полого, но крупных складок в них не зафиксировано. Таким образом, к западу от зоны крутых чешуй, по видимому, располагается область более пологих структур, тектоническая природа которой пока не ясна. Вдоль крутых разрывов хребта Кумроч часто фиксируются зоны дробления и милонитизации, но лишь на границе с серпентинитами они достигают значительной мощности. Анализ геометрии и кинематики этих разрывов приводит к заключению, что они формировались над субгоризонтальной зоной срыва, вдоль которой меловой чехол осадков и вулканитов был перемещен относительно основания на юго-восток, сократившись в поперечнике на несколько десятков километров [31].

К северу от Усть-Камчатска эта зона надвигов постепенно разворачивается на восток и почти под прямым углом срезается поперечем Озерного залива, с севера перекрываясь молодыми осадочными толщами бассейна р. Озерная. Поэтому п-ов Озерный, скорее всего, не входит в эту зону, продолжение которой наблюдается лишь на о-ве Карагинском, где выделяются аналоги ветловской и хапицкой свит хребта Кумроч, слагающие несколько крутых чешуй северо-восточного простираения [29]. К разрывам, разделяющим чешуи, приурочены крутые, как правило, маломощные тектонические линзы серпентинитов. Крупный габбро-гипербазитовый массив осевой части острова надвинут на эту зону с северо-запада. На побережье пролива Литке картируется полого наклоненная на запад моноклираль, сложенная третичными осадками, наиболее древние из которых относятся к эоцену. Граница этой моноклинали с расположенными юго-восточнее структурами — разрывная, но кинематика и амплитуда этих разрывов не вполне ясны.

К северо-востоку от о-ва Карагинский крутые надвиги и взбросы с юго-восточной вергентностью фиксируются на п-ве Говена и далее вдоль побережья Берингова моря, но севернее Олюторского полуострова их продолжение не известно. На юг система крутых, направленных на восток надвигов, по некоторым данным, прослеживается до Валагинского хребта, хотя здесь описаны также пологие покровы [15] и надвиги с северо-западной вергентностью [13]. Таким образом, общая протяженность этой зоны надвигов может достигать 1000 км. Подвижки по ним происходили неоднократно и в широком возрастном диапазоне, в целом омолаживаясь к востоку. Они фиксируются несогласиями в основании верхнего палеогена на побережье Озерного залива [12], в основании олигоцен-миоценовый тюшевской серии в Валагинском хребте [24] и в основании плиоцена на Кроноцком перешейке.

Каждый из двух региональных надвиговых поясов может рассматриваться как палеосейсмофокальная зона, если в его тылу можно реконструировать однообразную ему дуговую систему с полярностью, соответствующей вергентности самих надвигов. Наиболее заметными элементами этих систем должны быть пояса островодужного вулканизма.

Первые интенсивные проявления такого вулканизма на Камчатке (не считая метаморфизованных палеозойских вулканитов стеновой

серии в Ганальском хребте) фиксируются в сеноне (рис. 2,а, см. вкл.). Это (с востока на запад) меловые вулканиты Кроноцкого полуострова [23], валагинской серии Восточного хребта [17] и ее аналогов на о-ве Карагинский и восточные разрезы ирунейской серии в Срединном хребте [16]. Западные разрезы ирунейской серии сложены в основном относительно глубоководными тонкозернистыми кремнисто-туфогенными породами, содержащими отдельные горизонты базальтов и диабазов. Многие из них, особенно в низах разреза, имеют субокеанический состав и отличаются от островодужных. Еще западнее среди терригенных пород верхнего мела также выявлены проявления базальтов, близких к толентам океанов и рифтовых зон [32]. Таким образом, к западу от зоны островодужного вулканизма в сеноне располагалась область, которая в силу проявленного здесь вулканизма не может считаться преддуговой. В соответствии с этим на данном этапе надвиги Срединного хребта не могут рассматриваться как выход на поверхность сейсмофокальной зоны, "ответственной" за островодужный вулканизм в их висячем крыле. Если же выходом такой зоны считать надвиги Восточного хребта (предполагая достаточно древнее их заложение), то область западных склонов Срединного хребта и Западную Камчатку можно рассматривать как краевое море в тылу островной дуги, и магматизм этих районов не противоречит такой интерпретации. Понятно, что с этой же зоной нельзя связывать вулканизм Кроноцкого полуострова и надо предполагать существование еще одной такой зоны, реального структурного выражения которой мы сейчас не видим.

Маастрихтские и, возможно, нижнепалеоценовые вулканиты островодужного типа — это прежде всего кирганикская свита Срединного хребта [16, 21] и ее вероятные аналоги на перешейке Камчатки, хапцкая свита в Восточном хребте и хынхлонайская свита о-ва Карагинский (см. рис. 2,б). В этом протяженном и широком поясе устанавливается достаточно хорошо выраженная зональность по щелочности с наиболее калиевыми породами на западе. На юге Срединного хребта на этом уровне появляются породы шошонитовой серии [21]. Уже поэтому следует предполагать западный наклон сейсмофокальной зоны этого времени, что вновь не позволяет рассматривать надвиги Срединного хребта как выход этой зоны на поверхность. Надвиги Восточного хребта также не могут безоговорочно считаться выходом палеосейсмофокальной зоны. Дело в том, что к востоку от островодужных вулканитов верхов мела—низов палеоцена развита ветловская свита, содержащая много базальтов субокеанического типа, в связи с чем этот комплекс нельзя считать ни частью вулканической дуги, ни частью преддуговых структур [25]. Эта толща, близкая по строению к западным разрезам ирунейской свиты, могла бы параллелизоваться с формациями тылового прогиба, но тогда надо предполагать существование еще одной палеосейсмофокальной зоны к востоку от восточных полуостровов.

В палеоцен-эоценовое время два пояса вулканитов островодужного состава протягиваются вдоль современных побережий (см. рис. 2,в). На западе это пестрая по составу континентальная кинкильская

свита и ее аналоги в более южных районах, а на востоке — островодужные толенты и их туфы кроноцкой и столбовской серий на восточных полуостровах и их аналоги на о-ве Карагинский и п-ове Озерный. Вулканиты этого этапа в целом моложе надвигов Срединного хребта, а кинкильская свита развита к тому же в основном западнее них. Поэтому по отношению к ней роль сейсмофокальной зоны могли играть только надвиги Восточного хребта и о-ва Карагинский. Но эта зона не могла иметь отношения к вулканизму восточных полуостровов, который можно связывать лишь с другой, гипотетической зоной, расположенной восточнее.

Островодужный вулканизм олигоцена и миоцена приурочен к Срединному хребту и Южной Камчатке (см. рис. 2,г). Часто предполагается, что развитие по крайней мере северной части этого пояса связано с движениями по надвигам Восточной Камчатки. Более того, олигоцен-миоценовый Тюшевский прогиб, к западному борту которого приурочены эти надвиги, неоднократно рассматривался как глубоководный желоб [1, 7 и др.]. Поэтому стоит еще раз напомнить, что к востоку от этого прогиба существовала суша, о чем говорят сокращения мощностей, появление краевых несогласий, прибрежных и угленосных фаций [2]. Тем не менее Тюшевский прогиб действительно может представлять преддуговую структуру, близкую, скорее, к структурам внутриконтинентальным, типа краевых прогибов [26].

Наконец, плиоцен-четвертичный вулканизм Камчатки моложе обеих надвиговых зон и связывается с современной сейсмофокальной зоной.

Из приведенного краткого обзора можно сделать три вывода: 1) надвиги Срединного хребта, входящие в крупнейшую в Камчатско-Корякском регионе надвиговую систему, ни на одном этапе своей истории не были выходом на поверхность палеосейсмофокальной зоны; 2) ни одна из надвиговых зон Камчатки не может рассматриваться как палеосейсмофокальная по отношению к вулканизму восточных полуостровов; 3) чешуйчатые надвиги Восточной Камчатки в самом первом приближении могут рассматриваться как выход на поверхность палеосейсмофокальной зоны, связанной с меловым, палеогеновым и миоценовым вулканизмом Восточного и Срединного хребтов и Западной Камчатки.

Некоторые соображения о динамике Восточно-Камчатской зоны чешуйчатых надвигов. Поскольку только Восточно-Камчатская зона надвигов может быть отнесена к палеосейсмофокальным, то палеотектоника и динамика именно этой зоны должна особенно нас интересовать. В первую очередь необходимо понять, что же располагалось непосредственно к востоку от этой зоны начиная с конца позднего мела, т.е. с того времени, когда отчетливо фиксируются проявления островодужного вулканизма к западу от нее. Выясняется, что нет прямых признаков существования здесь заведомо океанических формаций верхнего мела и нижнего палеогена. Более того, в верхнемеловых комплексах Камчатского полуострова [33], в мел-палеогеновых отложениях о-ва Карагинского [28], эоцен-олигоценных осадках Командорских островов [26], олигоцен-миоценовых

формациях восточного борта Тюшевского прогиба [27] мы видим терригенный материал, состоящий из весьма разнообразных обломков, в том числе кристаллических сланцев, гнейсов, гранитов и кислых эффузивов, источник которых предполагался к востоку от современного побережья. Сенонские вулканы Кроноцкого полуострова и палеоцен-эоценовые вулканы обоих восточных полуостровов, как уже говорилось, имеют островодужный состав [23]. Совершенно бесспорно существование суши к востоку от зоны надвигов в олигоцене и миоцене [2].

Таким образом, начиная с конца мела Восточно-Камчатская зона надвигов не разделяла континентального и океанического блоков и не совпадала с бортом глубоководного желоба, в чем, видимо, состоит одно из коренных ее отличий от большинства современных сейсмофокальных зон. Отсутствие океана во фронте этой зоны предопределяет невозможность значительной субдукции и погружения литосферы в глубь мантии, которые в рамках гипотезы тектоники плит рассматриваются как главный механизм формирования сейсмофокальных зон и как причина островодужного вулканизма. Вторым и очень важным отличием Восточно-Камчатской зоны надвигов от современных сейсмофокальных зон является то, что здесь в надвиго-образовании вовлечены комплексы островодужных вулканитов. В рамках этой гипотезы такие соотношения могут объясняться только коллизией, происшедшей вслед за субдукцией. В данном случае коллизия могла произойти только с расположенной восточнее зоной полуостровов, которая до этого столкновения должна была отделяться от остальной Камчатки океаническим бассейном. В свете этого предположения все приведенные данные о существовании суши к востоку от зоны надвигов относятся к восточному борту этого океанического бассейна и не противоречат возможности его существования. Однако изучение Тюшевского прогиба показывает, что олигоцен-миоценовые разрезы его восточного борта постепенно и закономерно сменяются разрезами западного борта, структуры которого прослеживаются на юго-запад до осевых частей Валагинского хребта, где видно несогласное залегание тюшевской серии на интенсивно дислоцированных меловых образованиях [2, 24].

Таким образом, уже в олигоцене восточные полуострова и остальная Камчатка не разделялись океаническим бассейном. Раннепалеогеновые соотношения менее ясны, так как фаунистически охарактеризованного эоцена на большей части Восточного хребта просто нет. Но на северном продолжении структуры, на о-ве Карагинский, вулканогенно-осадочные толщи эоцена, формационно однотипные с разрезами восточных полуостровов (свита мыса Тонс), появляются уже западнее зоны надвигов [19]. Осадочно-вулканогенный эоцен выделяется и на п-ве Озерном [22]. Поэтому зона надвигов и в данном случае не является границей двух совершенно разнородных блоков с различной геологической историей. Следовательно, предполагаемая коллизия могла произойти только до эоцена, совпадая по возрасту с первыми движениями по надвигам, приуроченными к самому началу

палеогена. Однако каких-либо прямых доказательств реальности такого столкновения пока нет. В частности, офиолитовые комплексы, которые могли бы рассматриваться как результат закрытия океанического бассейна, расположены не во фронте, а в тылу Восточно-Камчатской зоны надвигов. Наконец, нельзя не обратить внимания и на то, что в современной структуре Северной Камчатки и Олюторской зоны мы не видим никаких аналогов зоны полуостровов, но пояс надвигов тем не менее существует.

Трудности с привлечением механизма субдукции к генезису Восточно-Камчатской зоны надвигов и кайнозойских вулканических поясов возникают и по другой причине. На рис. 2, в, г видно, что эти пояса прослеживаются в Северную Камчатку и Корякское нагорье. Начиная примерно с конца палеоцена уже существовала Алеутская зона вулканизма, причиной которого в рамках тектоники плит могла быть только субдукция тихоокеанской литосферы. Следовательно, субдукция к северу от этой дуги требует специального объяснения. Одним из них может быть предположение, что Командорские острова были присоединены к Алеутской дуге значительно позже остальных, а до этого Командорская котловина была частью Тихоокеанской плиты [8]. Однако морфологическое и структурно-формационное единство всей Алеутско-Командорской дуги, а также молодой возраст осадков в Командорской котловине делает эту гипотезу совершенно нереальной [34]. Можно также предположить, что после заложения Алеутско-Командорской дуги в Командорской котловине возникли и действовали в течение почти всего кайнозоя самостоятельные центры спрединга с одновременной субдукцией новообразованной литосферы главным образом в северо-северо-западном направлении: одновременно под Камчатку и Корякское нагорье. Однако никаких реальных следов существования молодых центров спрединга субширотного или северо-восточного простирания в Командорской котловине нет. Кроме того, очевидно, неверно думать, что северные и южные части единых вулканических и надвиговых поясов Камчатки возникли по разным причинам.

Перечисленные выше доводы не позволяют считать Восточно-Камчатскую зону надвигов результатом субдукции значительных участков океанической литосферы. Поэтому, если мы будем по-прежнему стремиться связать процессы вулканизма на Камчатке с процессами субдукции в палеосейсмофокальных зонах, нам следует допустить, что выходы всех этих зон в современной структуре полуострова отсутствуют и расположены восточнее, совпадая примерно с выходом современной сейсмофокальной зоны. Само это предположение не кажется правдоподобным, и во всяком случае оно означает отказ от выделения палеосейсмофокальных зон на самом полуострове и его обсуждение поэтому выходит за рамки статьи.

Вероятно, значительно более плодотворными окажутся модели, связывающие генезис сейсмофокальных зон и надвигов, являющихся их поверхностным выражением, не с субдукцией, а с ограниченными по масштабу движениями в мантии, типа тех, которые принимают

В.В. Белоусов [3]. Однако все рассуждения о динамике палеосейсмофокальных зон останутся в известной мере умозрительными без количественных данных о кинематике и амплитуде движений по главным надвигам. В связи с этим необходима организация работ, направленных на получение таких данных.

Литература

1. Авдейко Г.П. Палеотектонические условия образования вулканогенно-кремнистых формаций и их место в развитии островных дуг // Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск: Наука, 1974. С. 95—110.
2. 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.
3. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 150 с.
4. Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189—217.
5. Геология СССР. Т. 1. Камчатка, Курильские и Командорские острова: Геологическое описание. М.; Л.: Недра, 1964. 734 с.
6. Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. 168 с.
7. Зоненшайн Л.П., Баранов Б.В., Леглер В.А. и др. Глубоководные желоба как структуры сжатия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. N 6. С. 96—108.
8. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн лет // Геотектоника. 1984. N 3. С. 3—16.
9. Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозой с точки зрения тектоники литосферных плит // Тектоника литосферных плит: (Источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М.: ИО АН СССР, 1977. С. 137—169.
10. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 248 с.
11. Митрофанов Н.П. Ватинский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. N 4. С. 144—149.
12. Петрина Н.М., Шапиро М.Н., Бояринова М.Н. и др. Верхнемеловые и нижнепалеогеновые отложения восточных хребтов Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58, вып. 3. С. 47—61.
13. Петров В.С., Цикунов А.Г., Пронин А.А. Стратиграфия отложений вулканогенно-кремнистой и терригенной формаций Валагинского хребта // Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966. С. 15—24.
14. Пискунов Б.Н. Разграничение вулканических ассоциаций океанов и складчатость областей в пространстве и времени // Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983. С. 196—205.
15. Пуцаровский Ю.М., Зинкевич В.П., Мазарович А.О. и др. Покровные и чешуйчато-подвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана // Геотектоника. 1983. N 6. С. 30—45.
16. Ротман В.К. Петрохимическая эволюция лав Среднего Камчатского хребта // Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 56—70.
17. Селиверстов В.А. Офиолиты Восточной Камчатки // Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: ИФЗ, 1978. С. 177—239.
18. Сергеев К.Ф., Остапенко В.Т., Кичина Е.И., Неверов Ю.Л. Краевой океанический вал Хоккайдо как переходная структура от континента к океану // Строение и динамика переходных зон. М.: Междувед. геофиз. ком., 1983. С. 25—31.
19. Серова М.Я., Борзунова Г.П., Шапиро М.Н. Палеоген южной части о-ва Карагинского (Вост. Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. N 11. С. 73—83.
20. Филатова Н.И. Меловой—палеогеновый вулканизм зоны перехода Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей // Геотектоника. 1979. N 5. С. 98—115.
21. Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной

- базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 148 с.
22. Хотин М.Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мыса // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1976. Вып. 281. 196 с.
 23. Хубуня С.А. Формационная принадлежность базальтов Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) по геохимическим признакам // Вулканология и сейсмология. 1981. N 1. С. 36—48.
 24. Цикунов А.Г., Пронин А.А., Гладенков Ю.Б. Неогеновые отложения Восточной Камчатки: (Валагинский хребет) // Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966. С. 51—66.
 25. Шанцер А.Е., Шапиро М.Н. Эволюция вулканических зон Камчатки в связи с тектоническим развитием активной континентальной окраины // Вулканология и сейсмология. 1984. N 2. С. 26—40.
 26. Шапиро М.Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 124 с.
 27. Шапиро М.Н. Надвиг Гречишкина на побережье Камчатского залива // Геотектоника. 1980. N 3. С. 102—110.
 28. Шапиро М.Н. Обломки липаритов и гранитов в мел-палеогеновых толщах о-ва Карагинского: (Состав и проблема источников) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59, вып. 5. С. 23—33.

УДК 551.242.8+552.163

М.Л. Сомин

МЕТАМОРФИЗМ ВЫСОКОГО ДАВЛЕНИЯ—НИЗКОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И СЕЙСМОФОКАЛЬНЫЕ ЗОНЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО

Сейчас очень широко распространено мнение, что сейсмофокальные зоны (или их подавляющая часть) представляют собой области субдукции океанической литосферы под континентальную и что с процессом субдукции тесно связаны такие явления, как известково-щелочной магматизм в островных дугах и на активных континентальных окраинах, метаморфизм высокого давления—низкой температуры (ВД—НТ), или голубосланцевый, вдоль зоны субдукции и метаморфизм относительно низкого давления—высокой температуры над этой зоной. Появление в геологических разрезах магматических серий соответствующего состава или голубых сланцев обычно рассматривается как наибо-

29. Шапиро М.Н., Петрина Н.М. Новые данные о геологическом строении о-ва Карагинского // Тихоокеан. геология. 1985. N 1. С. 13—18.
30. Шапиро М.Н., Селиверстов В.А. Морфология и возраст складчатых структур Восточной Камчатки на широте Кроноцкого полуострова // Геотектоника. 1975. N 4. С. 85—94.
31. Шапиро М.Н., Сляднев Б.И., Ландер А.В. Чешуйчато-надвиговые структуры северной части Восточно-Камчатского антиклинария // Там же. 1984. N 6.
32. Шапиро М.Н., Федоров П.И. Базальты в меловых терригенных толщах Западной Камчатки // Геология и разведка. 1985. N 5. С. 15—21.
33. Шапиро М.Н., Хотин М.Ю. Верхнемеловые кварц-полевошпатовые песчаники Восточной Камчатки // Литология и полез. ископаемые. 1973. N 5. С. 9—13.
34. Шмидт О.А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978. 100 с.
35. Hart W.K., Aronson J.L., Mertzman S.A. A real distribution and age of low-K, high-aluminium olivine tholeiite magmatism in the North-Western Great Basin // J. Petrol. 1984. Vol. 25, pt 1. P. 49—57.
36. Pearce J.A. Statistical analysis of major elements patterns in basalts // Ibid. 1976. Vol. 17. P. 15—43.

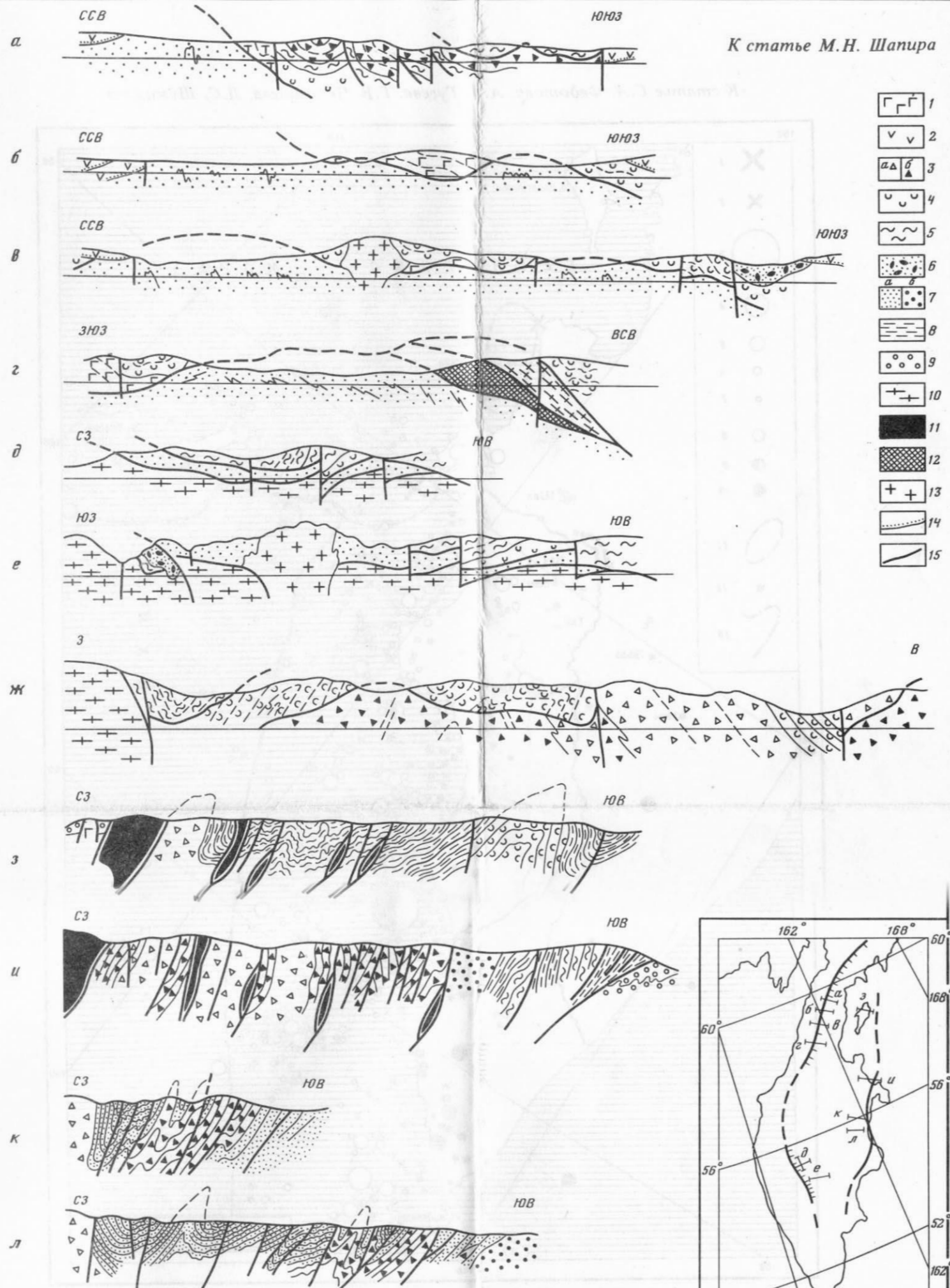


Рис. 1. Геологические профили через надвиговые зоны Камчатки

1 — базальты с линзами яшм и туфов; 2 — континентальные вулканогенные толщи; 3 — псефитовые (а) и псаммо-псефитовые (б) туфы; 4 — алевропелитовые туфы; 5 — кремни, яшмы, кремнистые аргиллиты; 6 — грубозернистые песчаники и конгломераты; 7 — песчано-аргиллитовые (а) и песчаные (б) толщи; 8 — преимущественно аргиллиты; 9 — флиш; 10 — метаморфические зеленые сланцы; 11 — гипербазиты; 12 — габброиды; 13 — граниты; 14 — несогласия; 15 — разрывные нарушения. На врезке показано положение профилей и фронтальных надвигов

Рис. 2. Соотношение надвиговых и вулканических зон Камчатки: а — в сеноне, б — в маастрихте и нижнем палеоцене (?), в — в зотене, г — в олигоцене и миоцене

На схемах: 1—4 — вулканические зоны: 1 — подводные излияния толентовых высокотитанистых базальтов в прогибах с преимущественно терригенным осадконакоплением, 2 — подводные излияния субокеанических и островодужных эффузивов (преимущественно базальтов) в прогибах с преобладанием кремнисто-глинистого осадконакопления, 3 — преимущественное подводное накопление островодужных вулканитов в условиях расчлененного частично островного рельефа, 4 — островодужный вулканизм преимущественно в континентальных условиях; 5 — современное положение фронтальных надвигов Восточной и Западной зон; 6 — прочие надвиги (условно). На профилях: 7 — морские преимущественно терригенные толщи; 8 — толщи кремней и тонкозернистых туфов; 9 — отдельные потоки базальтов в терригенных и туфо-кремнистых толщах; 10 — преимущественно грубообломочные туфы и эффузивы с линзами кремнистых пород; 11 — эффузивы, грубозернистые туфы и туффиты базальтов без кремнистых пород; 12 — преимущественно континентальные вулканиты; 13 — направление увеличения содержания K_2O в базальтоидах; 14 — примерное положение палеосейсмофокальных зон в том случае, когда их выходы совпадают с системами надвигов; 15 — положение предполагаемой палеосейсмофокальной зоны, связанной с вулканизмом восточных полуостровов. Рельеф, мощности и ширина зон на профилях показаны вне масштаба. Цифры в кружках: 1 — свита мыса Каменистого; 2 — валагинская серия; 3 — ирунейская серия; 4 — базальты в хозгонской свите и лесновской серии; 5 — ветловская свита; 6 — хапичья свита; 7 — хынхлонская свита; 8 — кирганинская свита; 9 — кроноцкая и столбовская серии; 10 — кинкильская свита

