

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЛИТОСФЕРЫ КОКШЕТАУСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА, ТЕНИЗСКОЙ ВПАДИНЫ, ВНУТРИПЛИТНЫХ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНО-КАЗАХСТАНСКОЙ ПАЛЕОРИФТОВОЙ СИСТЕМЫ, КЕНТЕРЛАУ-МАТАЙСКОЙ ЗОНЫ ПАЛЕОСПРЕДИНГА И БАЛХАШ-ИЛИЙСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

В.Н. Любецкий, Л.Д. Любецкая, Л.В. Шабалина

На основе анализа физических полей, моделей земной коры и мантии по линиям профилей ГСЗ, МОВЗ-ГСЗ и МТЗ, а также геодинамики формирования исследуемых структур составлены модели неоднородных элементов литосферы Kokшетауского древнего палеомикроконтинента и примыкающей к нему с юга Тенизской впадины, внутриплитных структур на примере Центрально-Казахстанской палеорифтовой системы и Кентерлау-Матайской зоны палеоспрединга и активных окраин на примере Балхаш-Илийского вулкано-плутонического пояса.

Модели литосферы представлены в форме карт глубинного строения и физических моделей (скоростной, плотностной, магнитной, геоэлектрической, геотемпературной, геолого-геофизической) по наиболее протяженным профилям в масштабе 1:1 000 000. Для решения поставленной задачи были использованы трансформации гравитационного поля, содержащие информацию о неоднородностях верхней мантии, данные мировой сейсмотомографии до глубины 2900 км, модели литосферы Казахстана по региональным пересечениям ГСЗ, МОВЗ-ГСЗ до глубины 50-70 км, геоэлектрические модели МТЗ до 100-200 км, материалы профильной сейсмотомографии до 500 км по югу Казахстана и др.

Учитывая общие задачи по программе исследований, было рассмотрено не только строение литосферы, но и геодинамика развития структур вулканогенно-осадочного слоя изученных регионов. Последовательно рассмотрены все циклы их геодинамики, опирающиеся на реальный вещественный состав и возраст стратифицированных образований. Выделены разные типы палеокор, составляющие основу современной новообразованной континентальной коры. Выявлены фрагменты обстановок пассивного и активного развития окраин Kokшетауского микроконтинен-

та: рифтогенные, островодужные обстановки, задуговых и тыловых прогибов, наземных вулканических поясов.

Как показывают составленные глубинные геолого-геофизические модели, *Тениз-Кокшетауская внутриплитная мегаструктура*, имеющая овально-концентрическое строение, охватывает два взаимосвязанных структурных элемента: останец докембрийского Kokшетауского микроконтинента и Тенизский осадочный бассейн, возникший в результате разрушения континентальной коры в процессе спрединга и развивавшийся вначале по типу глубоководной океанической впадины, затем – тылового осадочного бассейна.

Для Kokшетауского микроконтинента рассмотрены его внутренние структурные элементы: структуры докембрийского кристаллического ядра – чередующиеся тектонопары поясов существенно фемического (эклогит-гранулитогнейсового) состава и существенно сиалического (гранито-гнейсового), а также наложенные более поздние рифтогенные, островодужные, коллизионные структуры. Другими словами, последовательно охарактеризованы структуры пассивной и активной стадий развития окраин микроконтинента, а также главнейшие глубинные разломы, ограничивающие и расчленяющие его на отдельные блоки, большей частью тесно связанные с верхней мантией и являвшиеся проводниками тепла, восстановленных газов и флюидопотоков.

По геофизическим данным фиксируются палеозойские палеозоны субдукции, падающие под Kokшетауский микроконтинент и охватывающие его с севера, северо-востока, востока и юга. Фрагменты наиболее протяженной из них Степняк-Петропавловской зоны субдукции на севере зафиксированы профильной сейсмотомографией,

на востоке – методом МОВЗ-ГСЗ. В разрезе по профилю «Меридиан» фиксируется серия пологопадающих под Кокшетауский микроконтинент глубинных разломов, являющихся крайними боковыми ветвями глубинного разлома, ограничивающего микроконтинент с юга. Эта система глубинных разломов рассматривается как фрагменты локальной Калмакольской палеозоны субдукции, по которой в конце раннего и в среднем палеозое шло погружение океанической коры Тенизской зоны спрединга под Кокшетауский микроконтинент.

В целом мегаструктура Кокшетауского микроконтинента и примыкающей с юга Тенизской впадины прошла несколько циклов развития. В первый цикл, охватывающий 2 млрд. лет (AR-PR₁ – начало R₃) в режиме поднятия формировался Тениз-Кокшетауский свод с континентальной корой, с центром на месте современной Тенизской впадины. В раннем протерозое, в условиях растяжения континентальной литосферы заложились вулканогенные (зеленокаменные) троги рифтогенной природы. Повторный рифтогенез в R₁ отметился формированием вулканических комплексов кууспекской свиты. В надрифтовых прогибах накапливались карбонатно-кремнисто-углеродистые образования шарыкской свиты (R₂) и в качестве платформенного чехла песчаниковые толщи кокчетавской и андреевской свит (R₃).

Второй цикл развития внутриплитной мегаструктуры включал две стадии. На ранней стадии (V₁-O₂) произошло разрушение сиалического цоколя в центральной части свода; в результате спрединга заложился внутриконтинентальный палеоокеанический бассейн, просуществовавший 120 млн. лет. Синхронно формированию Тенизской зоны спрединга, ее борта, в частности Кокшетауский микроконтинент, охватываются активным рифтогенезом (формируются Восточно-Кокшетауский, Степнякский, Калмакольский и др. рифты). В позднюю стадию, начиная с позднего ордовика, на востоке Степнякского района со среднего ордовика, режим растяжения сменяется сжатием и закладываются островные дуги. Вдоль северного края Тенизского палеоокеана заложилась Калмакэмельская энсиматическая островная дуга, которая просуществовала 10 млн. лет, сформировались активная континентальная окраина, наземный вулканический пояс (D₁₋₂), на

фронте Калмакольской островной дуги, в Жаркаин-Агашском районе – кубасадырский щелочной вулкано-плутонический комплекс (D). На юге Тенизского бассейна в это время формировалась пассивная окраина. Наиболее мощное сжатие продолжалось на востоке Степнянского района в течение 45 млн. лет, со среднего ордовика (ландейло) до раннего силура. Степнякская островная дуга являлась элементом Селетинской активной окраины, по отношению к которой Тенизская впадина в V-O₃ была задуговым бассейном. В Кокшетауском и Селетинском районах островодужная стадия завершилась в конце среднего ордовика внедрением степнякского комплекса сложно дифференцированных малых интрузий.

Третий цикл развития Тенизской впадины определялся ее положением в тылу Центрально-Казахстанской активной континентальной окраины в раннем девоне и до начала позднего девона. В это время в южной части Тенизского района формировались тыловые грабеновые фации Центрально-Казахстанского девонского вулканического пояса, а в северной части – фронтальный редуцированный наземный вулканический пояс на южной периферии Кокшетауского террейна.

В четвертый цикл развития в связи с изменением флюидного режима окисленного на восстановленный, формирование расслоенных интрузий прекратилось, но магматическое замещение вещества мантии гипербазитовыми расплавами продолжалось. Это привело к резкому сокращению толщины земной коры, быстрому погружению фундамента, флюидизации осадочных толщ, их науглероживанию, возможному образованию природных смесей насыщенных, ароматических и нафтановых углеводородов – т.е. нефти и природных газов.

В пределах Кокшетауского микроконтинента раннеколлизионный этап ознаменовался завершением островодужного развития, внедрением батолитов последовательно-дифференцированной габбро-диорит-плагиогранитовой формации (крыккудуцкий комплекс гд O₃, 430 млн. лет). В позднеколлизионный этап внедрились интрузии формации гранитовых батолитов: аралаульский (S₁), боровской (D₁), золотоношский, орлиногорский (D₂) комплексы.

Научная новизна полученных результатов заключается в раскрытии геодинамики развития

своебразной внутриплитной овальноячеистой мегаструктурой, формировавшейся под воздействием мантийного астенолита. С функционированием мантийного плюма связаны не только грандиозные структурные перестройки, но и сложные тепловые, флюидно-магматические мантийно-коровые процессы, обеспечившие уникальное богатство недр Кокшетауского микроконтинента.

Составленные модели литосферы Кокшетауского микроконтинента и Тенизской впадины могут быть эффективно использованы для разработки моделей рудо- и нефте-газообразования.

Центрально-Казахстанская палеорифтовая система и Кентерлау-Матайская палеозона спрединга принадлежат к одной категории внутриплитных структур, формировавшихся с раннего палеозоя в процессе разрушения и деструкции древней сиалической коры единого Балхашского континентального массива под воздействием мантийного астенолита. В первом случае влияние астенолита проявлялось в более ослабленном виде в форме его локальных выступов (мантийных диапиров), поэтому формировались узкие линейные рифты с ограниченным по площади океаническим раскрытием (Тектурмасский, Ткенектинский, Бектаутинский). Во втором случае, вблизи апикальной части астенолита, разрушение континентальной коры было активным, и сформировалась обширная зона спрединга океанической коры (океанический бассейн) изометричной формы. Их общими чертами являются овально-ячеистая форма в плане, отрицательный характер гравитационного поля, неоднородная верхняя мантия с приближенным к подошве нижней коры активным астеносферным слоем.

Неоднородности строения земной коры обеих структур тесно связаны с активными мантийно-коровыми процессами: характерно наличие корово-мантийных смесей и, как следствие, участками «размытая» граница верхней мантии и нижней коры (граница М), линзообразные разрастания метабазальтового слоя и его линзовидно-полосчатое строение, сокращение мощности магнитогранитного слоя и его высокая меланократность.

Центрально-Казахстанская палеорифтовая система как самостоятельная внутриплитная структура выделена на основе интерпретации

отвечающей ей громадной региональной отрицательной гравитационной аномалии. Она формировалась в области сопряжения нескольких литосферных микроплит с древним сиалическим цоколем в основании, которые в раннем палеозое были разобщены палеоокеаническими бассейнами – проливами Палеоазиатского океана. В современных структурах квазиокеанические комплексы образуют узкие тектонические клинья и меланжевые покровы среди комплексов, сформированных на континентальной коре. Базальтовый вулканализм раннепалеозойского рифтогенеза протекал на утоняющейся и разрушающейся коре континентального типа. Активному рифтогенезу подверглась, главным образом, северная часть Актау-Жонгарского микроконтинента. В период раскрытия раннепалеозойских рифтов северные периферийные Спасский, Атасуйский, Южно-Сарысу-Тенизский и Каиндинский блоки играли роль шельфа пассивной континентальной окраины. Они располагались вдоль крупных разломов, разграничивающих палеоокеанические и палеоконтинентальные области и также характеризовались рифтогенным стилем развития. В гравитационном поле они фиксируются полосами положительных аномалий высокой интенсивности. Эти структуры формировались вдоль границ литосферных микроплит, вблизи перегибов шельфов и их перехода в континентальный склон. Для них характерны погребенные поднятия фундамента с зонами локального уплотнения, а на уровне нижней коры – поднятие гранулит-базитового слоя. В раннем-среднем девоне северная часть рифтовой системы формировалась уже в режиме активной континентальной окраины.

Кентерлау-Матайская зона также представляет собой внутриплитную структуру, сформированную в процессе растяжения, деструкции и разрушения древней коры в центральной части Балхашского континентального массива. Разрушение сиалической коры началось в раннем палеозое под воздействием внедряющегося громадного Балхашского мантийного астенолита. Континентальная кора над астенолитом испытала растяжение, что повлекло за собой возникновение зоны рассеянного спрединга. Разрушение происходило под воздействием восходящих струй мантийного астенолита по вертикальным трещинам растяжения, при активном взаимодействии мантийных расплавов с легкоплавкой сиаличес-

кой корой, возникновении обширных коровых очагов плавления, давших поздние интрузии биомодальной габбро-гранитной серии.

Как самостоятельный тектонотип структур зоны рассеянного спрединга в Казахстане выделяются сравнительно недавно. Они являются производными, главным образом, пломбовой тектоники. От первичных океанических бассейнов зоны рассеянного спрединга отличаются своим вторичным, деструктивным происхождением, примитивной субокеанической или переходной земной корой пониженной мощности, аналогичной коре островных дуг, а также составом базальтов офиолитовой ассоциации, близким такому континентальным толеитам и базальтам океанических островов.

В современной коре преобладают структуры сжатия и скучивания литосферы: субгоризонтальные зоны скольжения и перемещения пластин меланжевого субстрата. Коянбасский, Итмурундинский и другие разломы, контролирующие протрузии базит-ультрабазитов, прослеживаются до глубины 20-25 км, а затем подрезаются субгоризонтальными тектоническими зонами. В центральной части Кентерлау-Матайской зоны на глубине 10-30 км установлена область скучивания серпентинитового меланжа: две гигантские пластины разделены поверхностью горизонтального скольжения. Выходы на поверхность верхней пластины наблюдаются в горах Итмурунды: в серпентинитовый меланж, выжатый по зоне разломов, включены глыбы жадеитов, гранатовых амфиболитов, гранат-глаукофановых сланцев и других метаморфических пород меланократового фундамента. В районе Саянской мульды на глубине свыше 10 км выявлен вторичный очаг базальтоидной магмы, давшей сложные по составу, преимущественно диоритовые, интрузии. Скоростными аномалиями фиксируется пластина гранитизированного гнейсового субстрата, по восстанию которой располагаются перемещенные гранитоидные интрузии. На востоке офиолитовые комплексы ядра структуры перекрыты пластинами чередующихся сиалических пород и серпентинитового меланжа. Пакет пластин полого (под углом 25-30°) склоняется к востоку, к Алакольско-Жонгарскому разлому. Последний разграничивает блоки новообразованной субокеанической скученной коры (ви-

сячий блок) и интенсивно базифицированной древней сиалической (лежачий блок), прослеживаясь до глубины 200 км.

Таким образом, по сейсмическим данным земная кора Кентерлау-Матайской зоны неоднородно расслоена. Нижний ее слой представлен разрушенным комплексом континентального массива, верхний – сдвоенным пакетом пластин офиолитового комплекса, разделенных на глубине 18-23 км зоной горизонтального скольжения. По существу, земная кора в разрезе представляет собой пакет пластин меланжевого комплекса, выдавленного к поверхности при его перемещении с востока на запад.

Аномальное гравитационное поле в редукции Буге, как свойственно островным дугам и палеостроводужным системам, характеризуется уступообразным нарастанием интенсивности от -80 мгл в палеоокеанической области до 30 мгл – в палеоконтинентальной. Если в современных островодужных системах резко переменная интенсивность аномального гравитационного поля напрямую коррелируется с переменной мощностью земной коры, то в палеосистемах она выравнена. Мощность коры меняется в незначительных пределах (41-45 км), а разная интенсивность поля сохраняется, возможно, за счет неодинаковой мощности блоков литосферы: палеоконтинентальным областям свойственны мощные блоки (до 170 км), палеоокеаническим – маломощные (50-60 км). Островодужным поднятиям отвечают гравитационные аномалии положительного знака, прогибам – отрицательного. По этим признакам они хорошо выделяются даже в слепом залегании под отложениями вулканического пояса.

На основе структурно-скоростных моделей в основании Балхаш-Илийского вулканического пояса установлено два островодужных палеоподнятия – Калмакемельское и Жоргинское, разделенные Котанэмельским палеопрогибом. Вертикальный размах этих структур в земной коре от 5 до 30 км. Поднятия фиксируются положительными аномалиями скоростей, прогибы – отрицательными, совпадающими с локальными гравитационными аномалиями.

Балхаш-Илийский позднепалеозойский вулкано-плутонический пояс принадлежит к типу наземных поясов, сформированных в процессе заключительной постколлизии на границе

континентов с океаническими бассейнами. Такого рода пояса представляют собой гигантские зоны проницаемости в земной коре, возникшие на границах стабильных блоков зрелой сиалической и новообразованной океанической и переходной коры. Вулканические пояса фиксируют крупные тектонические швы, разграничающие блоки литосферы. Подобные условия возникают на активных окраинах континентов на этапе сжатия и закрытия пограничных с континентами океанических бассейнов.

Совокупность структурных парагенезисов (зона рассеянного спрединга и внутренне континентального рифтогенеза, окружающие их структуры на континентальном сиалическом цоколе, островодужные поднятия, междуовые прогибы в висячих боках пологопадающих под континент глубинных разломов, наложенные на островодужные сооружения наземные вулканические комплексы) свидетельствует о том, что они сформировались в условиях активной континентальной окраины по внешней периферии зоны рассеянного спрединга и рифтогенеза в интервале времени от $C_1 V_3$ -s (местами от D_3 fm) до конца позднего палеозоя. Этим объясняется повсеместное присутствие островодужных комплексов в основании наземного вулканического пояса. Различия отдельных секторов пояса заключаются в том, что на слабо разрушенных блоках сиалической коры островные дуги являлись ярко-выраженными энсиалическими, а на блоках, испытавших интенсивную деструкцию – переходными к энсиматическим. Указанные различия сыграли решающую роль в формировании металлогенического облика Балхаш-Илийского вулканического пояса.

Таким образом, Кентерлау-Матайская палеозона спрединга и Балхаш-Илийский вулкано-плутонический пояс входят в состав единой герцинской Жонгаро-Балхашской складчатой системы и опосредованно взаимосвязаны в своем развитии: обе структуры являются продуктом последовательно сменявшихся во времени внутриплитных процессов.

Проведенные исследования подтвердили значительную роль в формировании структур Казахстана плюмовой тектоники. Показано, что с деятельностью Балхашского астенолита, который теоретически предполагался А.А. Абдулиным и Е.И. Паталахой уже в 1980 г как крупный энергетический центр, связано обеспечение поступления в земную кору тепла и мантийных флюидов, несущих сидерофильные и халькофильные элементы, с чем связано исключительное богатство недр Центрального Казахстана.

Наиболее важным результатом проведенных исследований глубинного строения литосферы Казахстана является создание ее обобщенной модели, согласно которой строение литосферы Казахстана сложное и неоднородное в пределах разных регионов. В первую очередь, существенно различается по структуре и физической характеристике литосфера орогенных и платформенных областей. Литосфера под орогенами более контрастна по латерали и глубине: в ее составе чередуются области с нормальными, аномально-высокими и низкими значениями параметров. Соответственно, меняется контрастный состав и мощность земной коры. Максимальные ее значения (от 45 до 55 км) характерны для горных систем Урала (Мугоджары), Карагату, Шынгызы, юго-востока Тянь-Шаня и востока Казахстана, а также для структур, сформированных на докембрийских континентальных массивах: Кокшетауском, Актау-Жонгарском (Северный, Центральный Казахстан). Наименьшая мощность коры (32,5-37,5 км) зафиксирована в Прикаспийской впадине. Все остальные современные впадины с мощным комплексом платформенных осадков (включая область перехода Казахстанской складчатой области к Западно-Сибирской плите) характеризуются корой в 40,0-42,5 км. В то же время, и в орогенных и в платформенных областях наблюдаются свои внутренние неоднородности, наиболее контрастно выраженные в сейсмоактивных орогенах юга, юго-востока и востока Казахстана.