



УДК 551.24

МОДЕЛЬ СТРУКТУРЫ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ РЕГИОНА ХУР, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ИРАН

А.СОХРАБИ¹, А.НАДИМИ², И.В.ТАЛОВИНА¹, Х.САФАИ²

¹ Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

² Университет Исфахана, Исфахан, Иран

В южной части региона Хур расположена система разломов, имеющая преимущественно северо-западное направление простирания. Указанная сеть тектонических нарушений является одной из наиболее важных систем разломов в Центральном Иране и сечет метаморфические породы палеозоя, меловые известняки и вулканические породы эоцена. Интерпретация данных спутниковой съемки ETM+ (Enhanced Thematic Mapper plus, Landsat) и полевых наблюдений показала наличие левосторонних сдвигов вдоль системы разломов. Это сформировало структуру оперяющих разломов на северо-восточном окончании основного разлома. Другая особенность, связанная со сдвиговыми дислокациями, проявляется в ротации блоков в северо-восточных и юго-западных сегментах рассматриваемой территории. В регионе присутствует несколько бассейнов и «положительных» структур в виде серии взбросов и надвигов, указывающих на наличие в геологическом прошлом тектонических режимов сжатия и растяжения.

Другая часть работы посвящена исследованию взаимосвязи активных разломов с землетрясениями. Путем обработки спутниковых изображений, полевых наблюдений и с использованием записей о микроземлетрясениях в окрестности радиусом 17 км были проанализированы параметры землетрясений и положение тектонических нарушений, что позволило подтвердить наличие в регионе активных разломов. Кроме того, авторы выделили три последовательных этапа тектонического развития региона Хур: рифтогенез, сжатие, изменение направления конвергенции и поднятия.

Ключевые слова: структура «конский хвост»; ротация блоков; взброс; надвиг; структуры; землетрясение; тектоническая эволюция; Иран; Хур; Ордиб

Как цитировать эту статью: Сохраби А. Модель структуры и тектоническая эволюция системы разломов в южной части региона Хур, Центральный Иран / А.Сохраби, А.Надими, И.В.Таловина, Х.Сафаи // Записки Горного института. 2019. Т. 236. С. 142-152. DOI 10.31897/PMI.2019.2.142

Введение. Альпийско-Гималайский (Средиземноморский) складчатый пояс является одной из наиболее значимых на планете межконтинентальных складчатых систем [15]. Иран и прилегающие районы в геологическом плане представляют собой мозаику из литосферных блоков, отделенных друг от друга сложными складчато-надвиговыми поясами, расположенными в пределах Альпийско-Гималайской орогенной системы [5].

Центральный Иран представляет собой одну из основных структурных единиц Ирана, которая расположена на северо-востоке магматической дуги Урумие-Дохтар, а также между движущимися навстречу друг другу Аравийской и Евразийской литосферными плитами. Указанный микроконтинент ограничен крупными разломами и офиолитами мезозоя и триаса, которые являются фрагментами последней генерации палеоокеана Тетис [17]. Центральный Иран включает следующие основные блоки земной коры (рис.1, с востока на запад): Лут, Табас, Калмард, Поште-Бадам и Йезд [1]. Блок Лут расположен между разломами Нехбандан на востоке и Найбанд на западе. Блок Табас окружен разломами Найбанд на востоке и Калмард и Кухбанан на западе. Блок Йезд расположен между разломами Кухбанан на востоке, Ордиб на севере и разломами Рафсанджан и Шахре Бабака на юге и западе [13]. Область Ордиб относится к блоку Язда и Большой Кевир (Great Kavir Fault). Разломы Ордиб и Чапедони являются крупнейшими тектоническими нарушениями исследуемой области, одними из самых длинных и известных разломов Ирана, играющими важную роль в региональной тектонике и секущими интрузии щелочных базальтов [16].

В тектоническом отношении регион Хур расположен на северо-западной оконечности микроконтинента Центральный Иран и в северо-восточной части магматической дуги Урумие-Дохтар. Эта территория отличается уникальной сохранностью проявлений задугового рифтогенеза Нео-Тетиса, дрейфа и коллизии поздней юры – эоцена и сингенетичного формирования изверженных и метаморфических пород. По сложности геологического строения Центральный Иран не имеет аналогов в регионе [3].

Тектонические нарушения региона представлены крупными разломами северо-восточного простирания (рис.1). Эти разломы секут осадочные породы мезозоя и кайнозоя, а в некоторых местах и породы плиоцена вплоть до четвертичных отложений. Большинство из этих разломов в настоящее время активны. Вдоль разломов наблюдаются горизонтальные смещения хребтов, аллювиальных отложений, русел и тектонических структур, что связано со сдвиговыми дислокациями. Протяженные геологические обнажения, идущие параллельно крупным разломам, позволяют точно определить элементы залегания поверхностей скольжения, которые имеют углы падения, как правило, от 60 до 90°. Сеть тектонических нарушений, сформировавшаяся в верхнем кайнозое и четвертичном периоде, является частью системы разломов северо-восточного направления – левосторонних сдвигов, которые секут верхнюю континентальную кору Иранского плато. Все разломы северо-восточного простирания региона Хур параллельны разлому Большой Кевир. Рассматриваемый в представленной статье разлом Ордиб длиной 160 км простирается от северо-восточного Гармеха до села Юго-Западный Кабудан [6].

Постановка проблемы. В статье описаны основные разломы северо-восточного простирания, их геологические и геоморфологические характеристики, обозначены сдвиговые компоненты вдоль плоскостей разломов и структуры, связанные со сдвигами в регионе Центрального Ирана. Эта система дислокаций описана впервые и рассматривается с учетом воздействия основных систем разломов, расположенных на северо-западной окраине Центрального Ирана (рис.1).

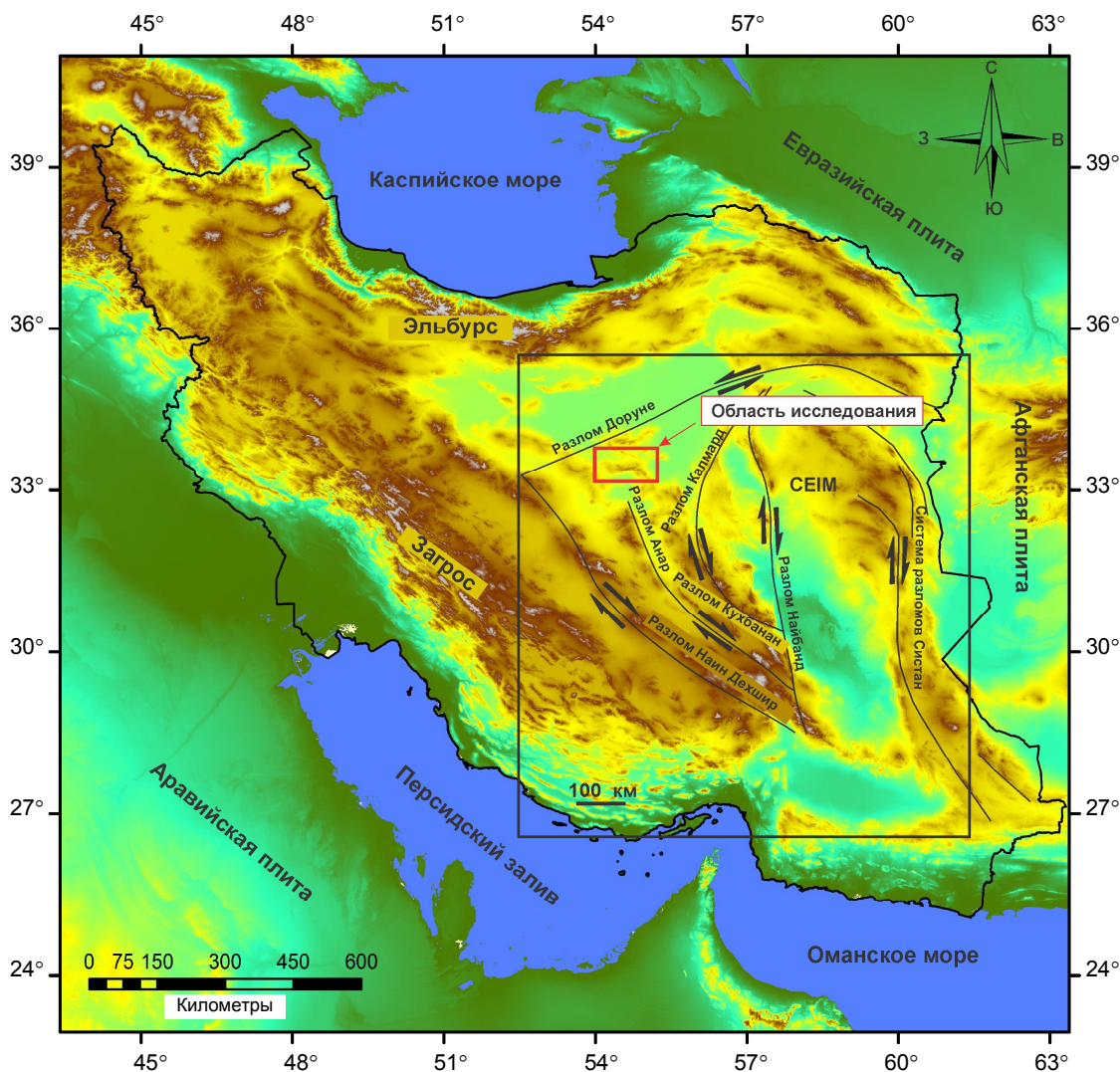


Рис.1. Основные системы разломов и положение региона Хур на цифровой модели рельефа Ирана
CEIM – микроконтинент Центрального-Восточного Ирана



Методы исследования. Проведенные исследования на подготовительном этапе включали сбор результатов предшествующих исследований, данных дистанционного зондирования, палеосейсмологии и сверку этих материалов с геологическими картами. На этом этапе использовались спутниковые снимки Ландсат 7 (ETM+), которые были обработаны в картографическом программном продукте ER (ER Mapper), в результате чего были отмечены линеаменты и выделены активные разломы.

После сбора информации в ходе полевых исследований на основе полученных спутниковых карт изучались характеристики крупных разломов, включающие: геологические особенности, такие как зеркала скольжения вдоль плоскостей разломов, зоны дробления и смещения блоков пород, направления простирания разрывных нарушений. Максимальные по длине и раскрытию трещины и зоны дробления изучались компасом Брантона, их координаты фиксировались с помощью GPS.

Далее полученные полевые данные анализировались в комплексе с прочей информацией. Роза трещиноватости изображена в виде стереосхемы, с использованием программного обеспечения FaultKin5 WinBeta-e для выявления и анализа трещин и разломов. Программное обеспечение для построения розы трещиноватости позволяет выделить преимущественные направления в распределении тектонических напряжений. Был изучен ряд морфотектонических факторов, включающий: предгорные увалы, отношение ширины дна долины к высоте долины, отношение ширины долины к высоте долины, смещение рек, террасы и эродированные возвышенности треугольной формы, а также скорость тектонической активности, – для индикации современной тектонической активности области исследования.

Геологическое строение региона. Стратиграфия. Регион Хур сложен различными породами в возрасте от верхнего протерозоя до кайнозоя. Южная часть региона (зона Ча Паланг – Байазех) характеризуется наиболее полной стратиграфической последовательностью, представленной породами протерозоя, палеозоя и мезозоя. На юго-востоке региона находится складчатая область, примыкающая к периферии комплекса Поште-Бадам, состоящего из метаморфических пород верхнего протерозоя и нижнего палеозоя, представленных мраморами и доломитами. Почти половина площади занята межгорными бассейнами, заполненными неоген-четвертичными отложениями. Верхнепротерозойские гнейсы, сланцы и другие метаморфические породы комплексов Апедони и Джендека являются древнейшими породами региона Хур. Молодые и менее метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации верхнепротерозойские и нижнепалеозойские метаморфиты комплекса Энарек подразделяются на Чах Горбе, Кабудан и Патейар [18]. Распространены также позднепалеозойские и триасовые терригенно-карбонатные образования (Ниур, Падеха, Сибзар, Бахрам, Шишту, Сардар, Джамал) и другие подразделения, характеризующиеся сильной изменчивостью фаций и слабым метаморфизмом. В южной части региона распространены терригенные формации триаса и юры Шемшак. Образования зоны Ча Паланг верхнеюрско-неокомского возраста также обнажаются на юге региона. Раннемеловая трансгрессия охватила всю территорию и привела к накоплению на большей части площади терригенно-карбонатных и карбонатных пород формаций Ногрех, Шах Куха и Базйаб, а в юго-восточной части области – формаций Биабанак и Мирза [10].

Верхнемеловые терригенно-карбонатные комплексы Дебарсу, Хафтомун и образования Фарохи обнажаются в центральных и северных участках территории. Обнажаются также известняки палеоцен-раннеэоценовой формации Чупанан и существенно терригенные образования нижнего эоцена Даре Анджир. Эоценовые вулканические породы широко распространены на западе, реже – на востоке области. На северо-западной части территории они перекрыты и частично фациально замещены гипсоносными породами пласта Пиш Кух, образуя диапировые структуры. Нижняя красноватая толща Кума и верхние красноватые образования обнажаются в крыльях последующих наложенных впадин, заполненных плиоцен-четвертичными отложениями [11] (рис.2).

Тектоника. Иранский сегмент Альпийско-Гималайской орогенной системы имеет сложную пермско-четвертичную историю последовательного рифтогенеза и коллизии. Однако большая часть Ирана представлена относительно согласно залегающими платформенными отложениями палеозоя, аналогичными отложениям Аравийской платформы. Область исследований характеризуется сложной неоднородной структурой, сочетанием древних континентальных блоков, разло-

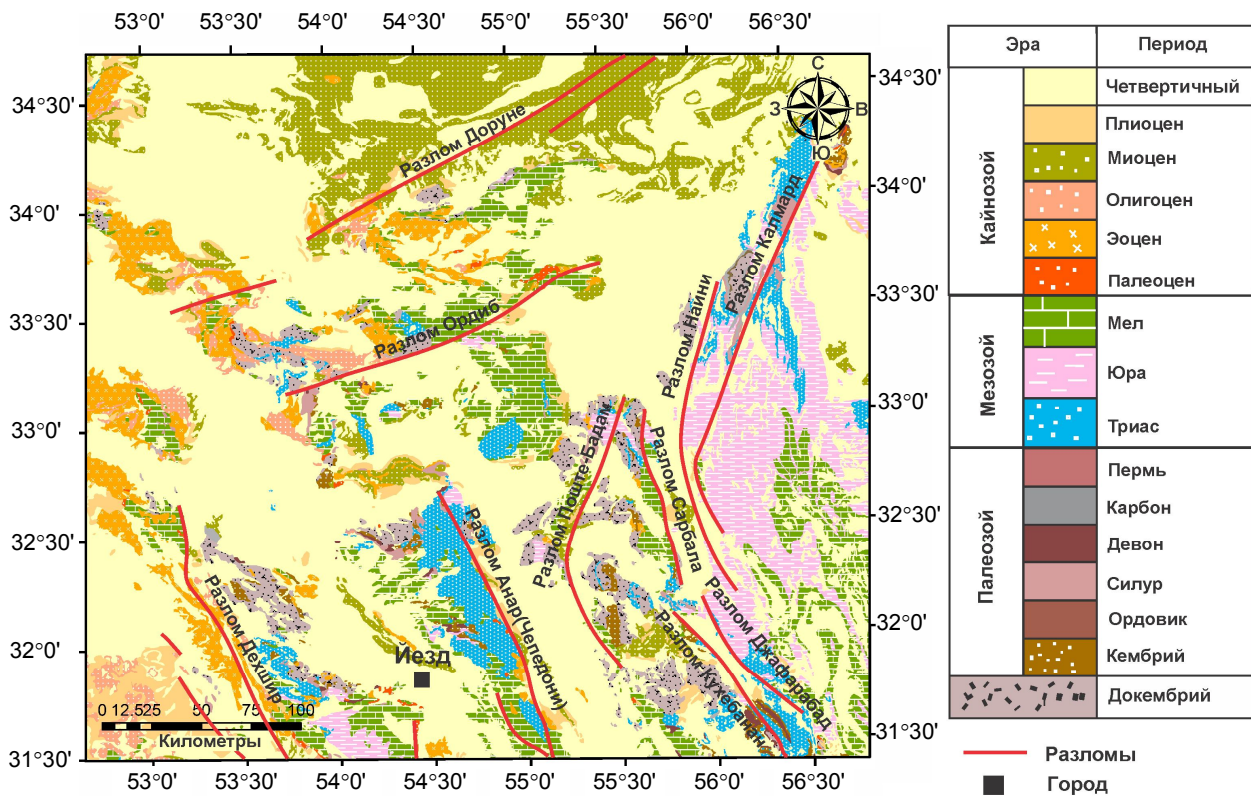


Рис.2. Основные тектонические нарушения центральной части Ирана (использованы карта активных разломов Ирана (ПЕЕС 2003), а в качестве подложки – геологическая карта Ирана [1])

мов и узких складок, сложенных породами мезокайнозойского комплекса [15]. В более позднее альпийское время сформировались депрессии и межгорные бассейны региона.

Массив Энарек-Хур является одной из основных тектонических зон блока Язд. Центральный Иран как типичная структура сочленения ранее рассматривалась в качестве отдельного массива среднего размера и поэтому сама зона была определена в качестве платформы Хур [6]. Горный массив простирается на северо-восток на 250 км, составляет до 75 км в ширину в пределах региона Хур, где расположена его центральная часть. На северо-западе массив ограничен разломом Большой Кевир, который отделяет массив от одноименной депрессии, и на юго-востоке он отделен от нижнекеммерийских и верхнеальпийских складчатых зон разломом Ордиб.

Разломы играют важную роль в формировании тектонического облика региона, разбивая его на отдельные блоки. Основные глубокие и долгоживущие разломы разделяют структурные зоны. Они протягиваются на северо-восток, хорошо выражены в рельефе и отслеживаются на сотни километров за пределами области. Другие разломы, также относящиеся к категории «основных», слабо выражены в рельефе и имеют незначительное раскрытие (рис.2).

Модели тектонического строения юга региона Хур. В южной части региона Хур тектоника представлена основными разломами северо-восточного простирания, протягивающимися параллельно западной части разлома Доруне. Взбросо-сдвиги тренда СЗ-ЮВ перпендикулярны к разлому Доруне. В представленной статье анализируются продольные дислокации, выявленные в крупных разломах, а поперечные к ним взбросы и сдвиги рассматриваются как вспомогательные. Были измерены горизонтальные смещения толщ горных пород, горных хребтов, аллювиальных отложений, русел и тектонических структур, связанные со сдвиговыми перемещениями (рис.2).

Главные разломы. Разлом Большой Кевир представлен в исследуемой области сегментом длиной около 25 км. Он расположен к северо-западу от формации Пиш Кух и на юго-западе погребен под четвертичными отложениями. Разлом разделяет депрессию Большой Кевир и горный массив Энарек-Хур. На поверхности он проявляется в виде системы последовательных субпараллельных разломов, образующих в породах эоцена – миоцена зону шириной 1-3 км, сложенную узкими крутыми складками и мелкими диапировыми структурами. Юго-восточное крыло

разлома Большой Кевир сильно разрушено серией субпараллельных разломов, некоторые из которых залегают в породах среднего и верхнего эоцена. Это крыло также несет свидетельства андезитового вулканизма раннего эоцена. Северо-западное крыло разлома состоит из слабо деформированных пород миоцена, заполняющих депрессии. Локально движения вдоль этого разлома повторялись в четвертичный период [1].

Разлом Ордиб ограничивает массив Энарек-Хур на юго-востоке. Разлом представлен на поверхности серией субпараллельных вертикальных взбросов, локально переходящих в ступени, падающие на северо-запад. Ширина зоны разлома составляет от нескольких сотен метров до 1,5-2 км. Размер смещения уменьшается на востоке, а основные ветви разломов переходят в слабо проявленные нарушения, которые прорезают практически все комплексы пород от верхнего протерозоя до неогена и даже локально проходят через четвертичные отложения [6].

Большая часть разлома Чапедони погребена под плиоцен-четвертичными осадками в межгорной котловине. Направления простирания разломов – север-северо-восток, они протягиваются южнее за пределы зоны, ограничивающей комплекс Поште-Бадам на западе. На поверхности разлом совпадает с резким уступом. Восточное поднятое крыло состоит из сланцев и гнейсов верхнего протерозоя, а опущенное западное крыло сложено нижнемеловыми породами и моласами миоцена [10].

Сдвиговые структуры. Область Ордиб. Здесь структуры, связанные со сдвиговыми нарушениями, были обнаружены с использованием полевых данных, геологических карт, спутниковых изображений Ландсат и цифровых моделей рельефа. Компоненты сдвиговых наруше-

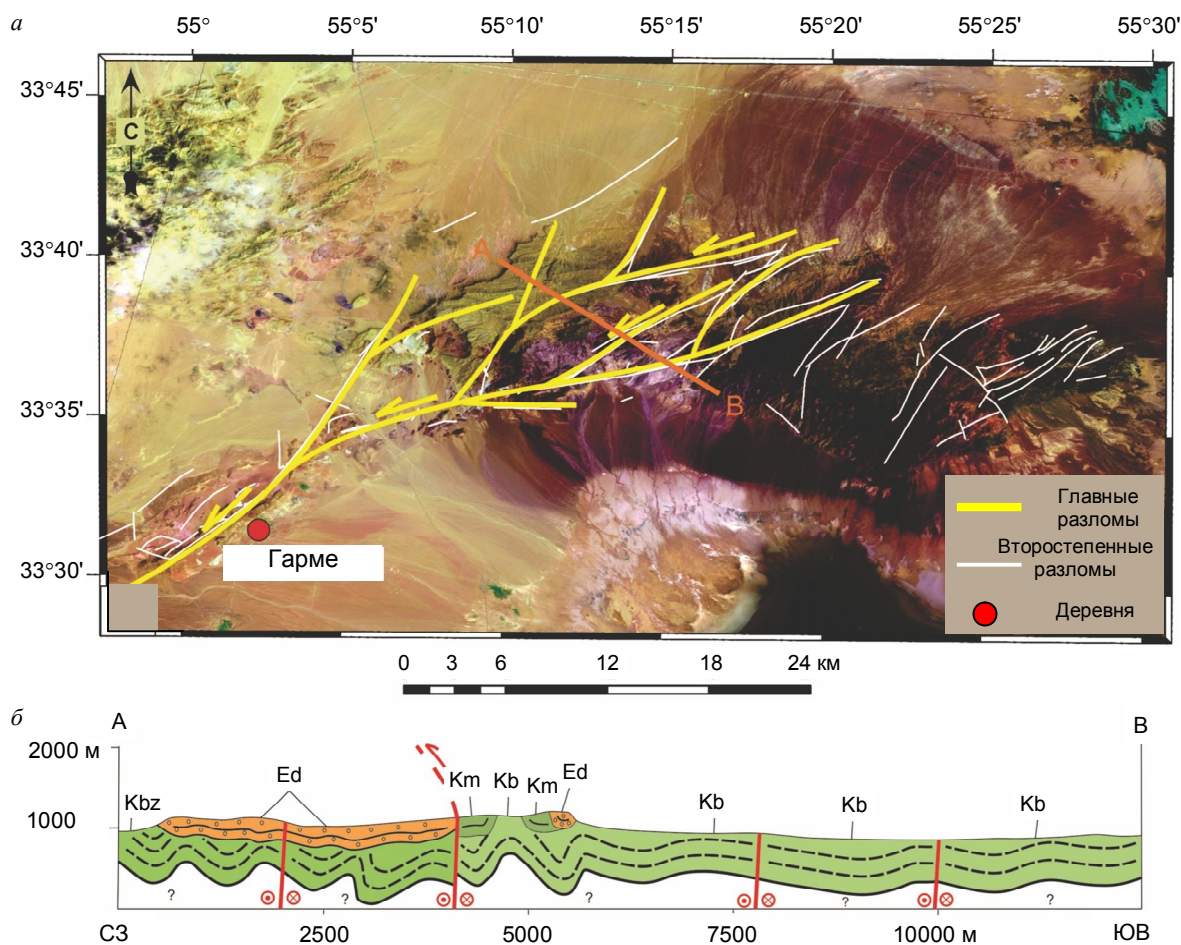


Рис.3. Положение крупных и мелких разломов на карте ETM+, которая показывает структуру «конский хвост» на северо-востоке области

AB – поперечное сечение направления СЗ-ЮВ; Kb – глинистые сланцы, мергель, известняк; Kbz – формация Базийаб, зелено-серый мергель, аргиллит, известняк, иногда песчаный; Km – сланец, известняк; ракушняковый известняк и конгломераты в основании; Ed – серые конгломераты, песчаники, мергели

ний могут быть определены на основе различных тектонических структур: вращения блоков, ветвления разломов, синтетических и антитетических разломов на периферии крупных разломов и разломов типа «конский хвост».

«Конский хвост» Гарме. Как и любая другая дислокация, сдвиги могут прекратиться в зонах пластической деформации. В хрупких породах смещение распределяется по нескольким разветвляющимся разломам. Эти небольшие нарушения, косые по отношению к направлению главного разлома, образуют открытую черепитчатую структуру, называемую «конский хвост». Антитетические и синтетические сдвиговые разломы, сформированные на периферии крупных разломов, часто имеют небольшое вертикальное смещение в соответствии с дивергентным или конвергентным характером системы разломов. Крупный «конский хвост» дивергентного характера может локализоваться в осадочных бассейнах на оконечностях крупных разломов. И наоборот, «конский хвост» конвергентного характера может отображать надвиги и складки на периферии крупных разломов [8].

Область Ордиб состоит из разломов северо-восточного простирания, что позволяет установить, что большинство из них были сформированы и (или) реактивированы во время левостороннего сдвигового нарушения вдоль крупных разломов. В результате левосторонних сдвиговых движений сформировалась структура «конский хвост» на северо-восточной оконечности разлома Ордиб (рис.3).

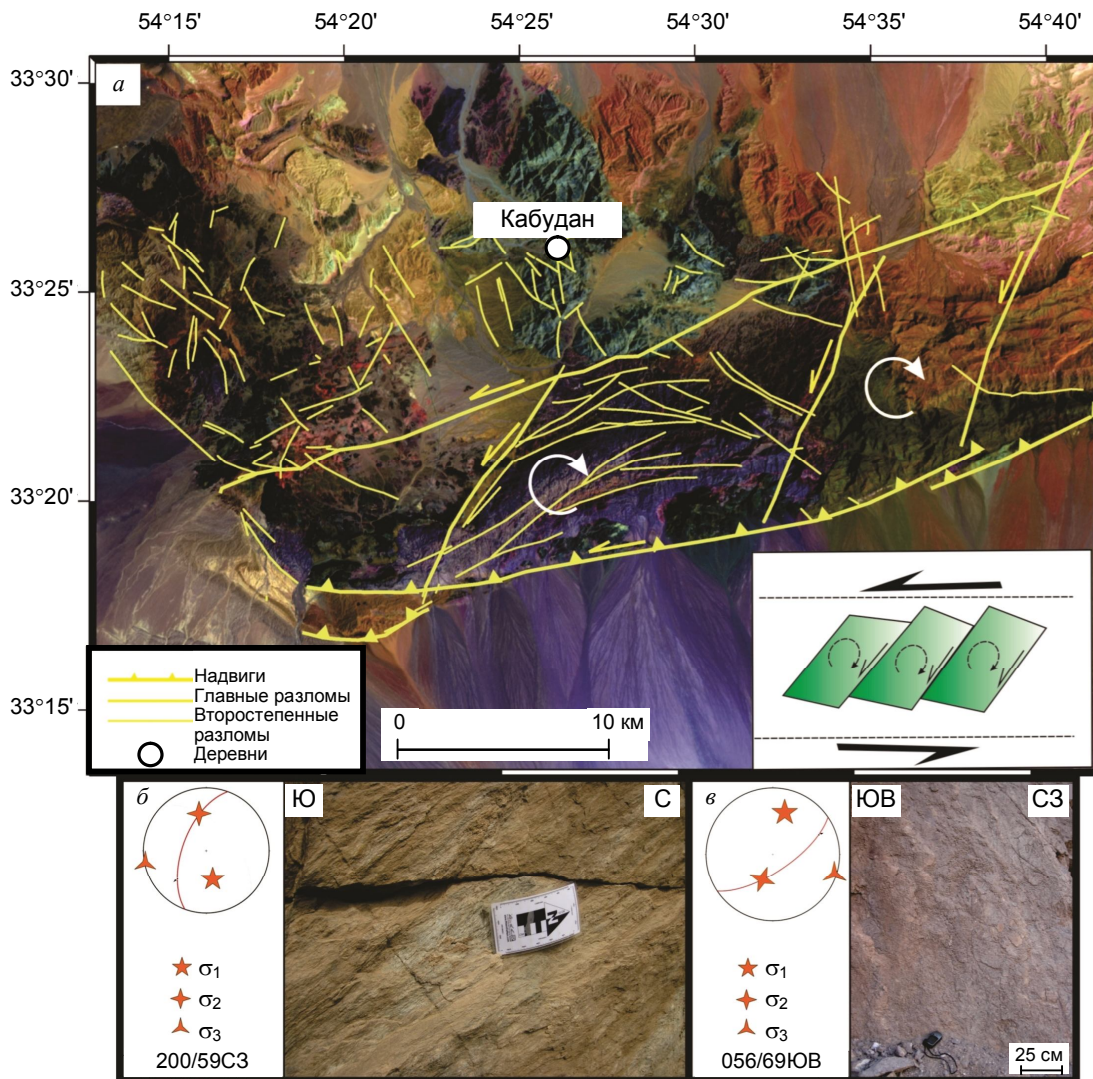


Рис.4. Структурная зона Кабудан: а – модель системы разломов и ротационные блоки; б и в – стереосхема плоскости разлома (сопряженных разломов) σ_1 - σ_3 – оси главных напряжений; стрелкой показано направление движения вдоль поверхности скольжения



Ротационный блок Кабудан. Как известно, блоки разломов в сдвиговых тектонических областях в продолжение общего сдвигового движения должны постепенно вращаться вокруг вертикальной оси. Возможны два прямых следствия механизма деформации: 1) скольжение вдоль каждого разлома внутри «домена» должно быть связано с вращением блоков, ограниченных этими разломами; 2) сами разломы также должны вращаться, потому что они являются границами блоков [12]. Когда вращение становится достаточно интенсивным, скольжение на вращающихся разломах прекращается, потому что разрешенное напряжение сдвига на них уменьшилось, а нормальное напряжение увеличилось до уровня, где сопротивление трения является слишком большим для дальнейшего скольжения. Чтобы деформация земной коры продолжилась, необходимо формирование ряда новых разломов, более благоприятно ориентированных по отношению к направлению регионального поля напряжений [9].

В области Кабудан блоки вращаются между сдвигами по часовой стрелке вокруг вертикальной оси наподобие костяшек домино разных размеров. Это вращение непосредственно контролируется ориентацией разломов по отношению к направлению тектонического сжатия (рис.4).

Стадии тектонической эволюции района Ордиб. По данным работ [2, 9, 14] и анализа структур в ходе текущего исследования были определены три стадии тектонической эволюции региона: рифтогенез, конвергенция, изменение направления конвергенции.

Рифтогенез. В районах Биабанак и к северу от Забзеvara этап рифтогенеза начался в поздней юре – раннем мелу и был проявлен зонами трещиноватости и разрывными нарушениями, развитыми параллельно с существующим разломом Доруне, в том числе разломом Ордиб. В неокое начал раскрываться и принимать существующую в настоящее время форму начальный океан. Исследование подушечных лав и лампрофиров на юго-востоке Наина [19] также показывает, что разлом Ордиб был связан с континентальным рифтогенезом (рис.5).

Конвергенция. Океаническая кора была сформирована в альбе и достигла зрелости в конце мела и палеоцена. В середине эоцена была сформирована зона субдукции с наклонным движением на южном краю океанической коры – под Иранской плитой. По окончании субдукции и в результате столкновения плит Ирана и Биалуд в конце эоцена – олигоцена созданные в регионе Биабанак разломы были обращены [11] (рис.6).

Кроме того, постепенное столкновение Аравийской и Евразийской плит вызвало формирование между ними крупного складчатого пояса. Это одна из самых молодых и наиболее активных зон коллизии, которая была сформирована после закрытия океана Нео-Тетис [15].

Движение Аравийской плиты в течение олигоцена – миоцена было направлено на северо-восток. В работе [4] показано, что подталкивание плиты со стороны зоны Санандач – Сирджан (Sanandaj Sirjan Zone) к раздробленной зоне с момента начала столкновения привело к внутриконтинентальному сжатию субдукционной зоны по крайней мере в полосе шириной 50-70 км. Продолжение движения Аравийской плиты в сторону Евразийской плиты формирует механизм сжатия и складчатости вдоль линии основного разлома в зоне Загрос [14]. В северо-восточной части Иранской плиты разломы и зоны дробления, сформированные в результате столкновения плит Ирана и Биалуд, в большей степени подверглись сдвигу по причине конвергенции Аравийской и Евразийской плит [14] (рис.7).

В связи с этим разлом Ордиб северо-восточного простирания подвергался воздействию, с одной стороны, косоугольного перемещения пластин при конвергенции плит Ирана и Биалуд в конце эоцена – олигоцена, а с другой, был сжат и выровнен в направлении конвергенции Аравийской и Евразийской плит в олигоцене – миоцене. Согласно этим данным, движения скольжения вдоль разлома Ордиб происходили как показано на рис.8.

Остановка коллизии плит Ирана и Биалуд в конце эоцена – олигоцена и движение Аравийской плиты в северо-восточном направлении во время олигоцена – миоцена изменили характер разлома Доруне от правостороннего к левостороннему, что вызывается вращением блоков между разломами в этой области по часовой стрелке (рис.8).

Изменение тенденции конвергенции и поднятие. В конце миоцена направления сжатия коры и движения Аравийской и Евразийской плит изменились с северо-западного к меридиональному и благодаря этому в поясе Загрос появились сдвиговые дислокации [14] (рис.9).

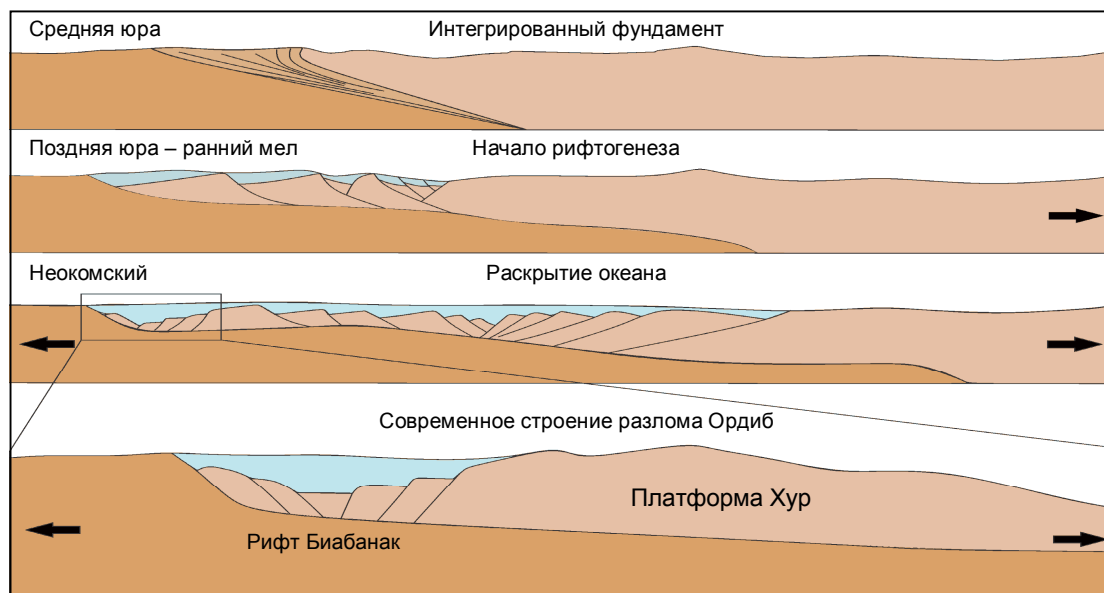


Рис.5. Этапы эволюции рифта в области Биабанак (использованы материалы работы [11])

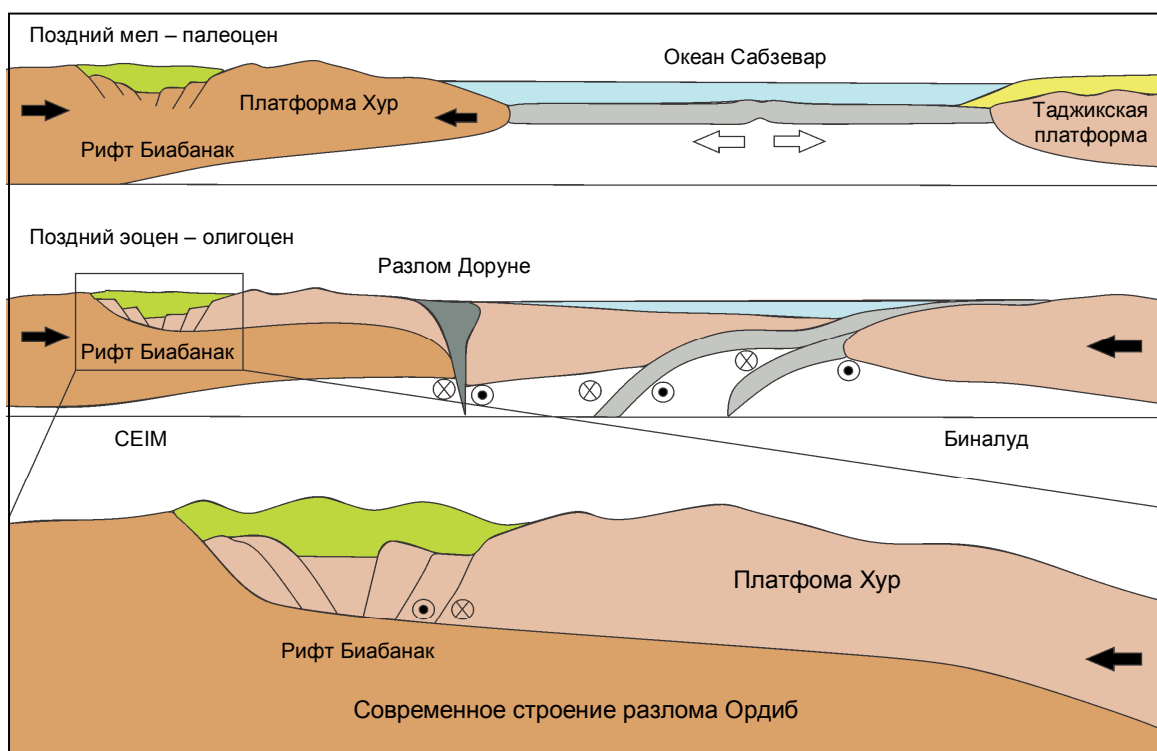


Рис.6. Косые сжимающие движения в результате сдвижения плит Ирана и Биналуд в области Биабанак (использованы материалы работы [11])

Благодаря изменению направления конвергенции Аравийской плиты с северо-востока на север и увеличения угла между направлениями разломов и осью конвергенции сформировались обратные механизмы с образованием области поднятия в центральной части Ирана [7] (рис.10). В соответствии с направленностью разлома Ордиб – углом его расположения по отношению к субмеридиональному направлению конвергенции Аравийской и Евразийской плит, в некоторых фрагментах разлома доминировали компоненты сжатия и поднятие области в плиоцен-четвертичное время.

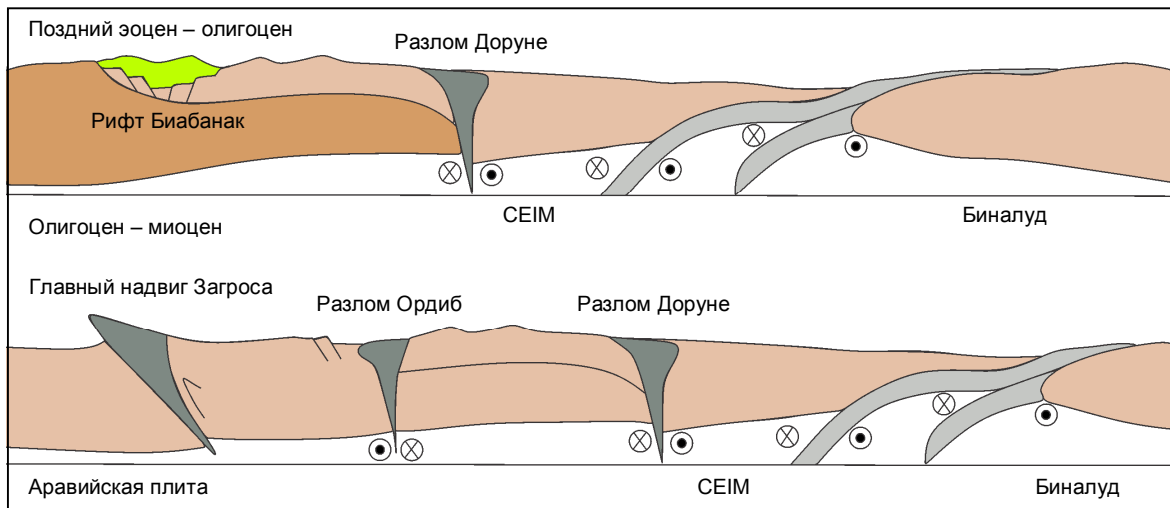


Рис.7. Движения сжатия в зоне Загрос и создание сдвиговых компонент в Центральном Иране (использованы материалы работы [11])

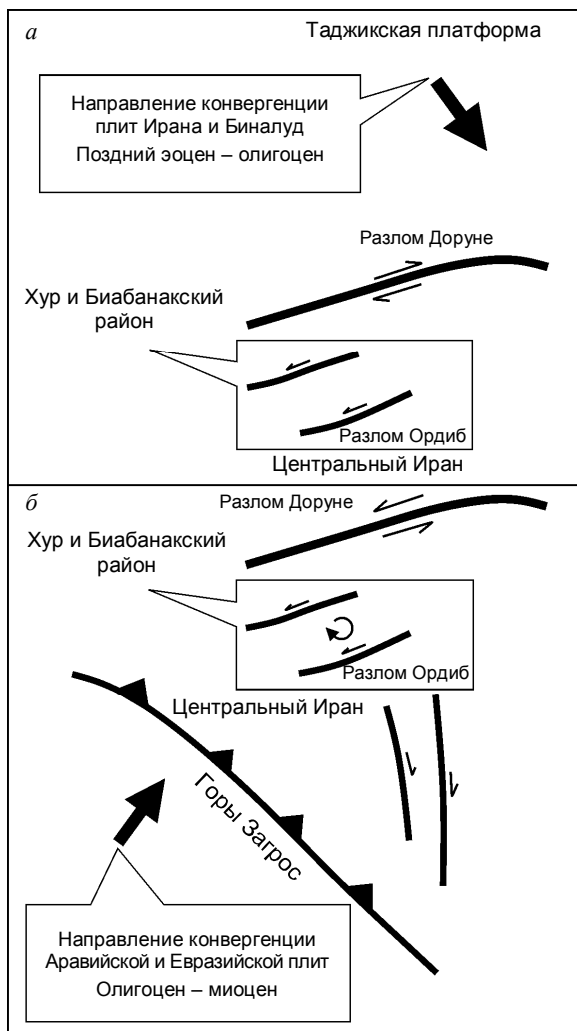


Рис.8. Структура движений сжатия в районе Загрос и создание сдвиговых компонент в центральной части Ирана, пострадавших от наклонного движения пластин конвергенции Ирана и Биналуд (а) и столкновения Аравийской и Евразийской плит (б) (использованы материалы работ [11, 14])

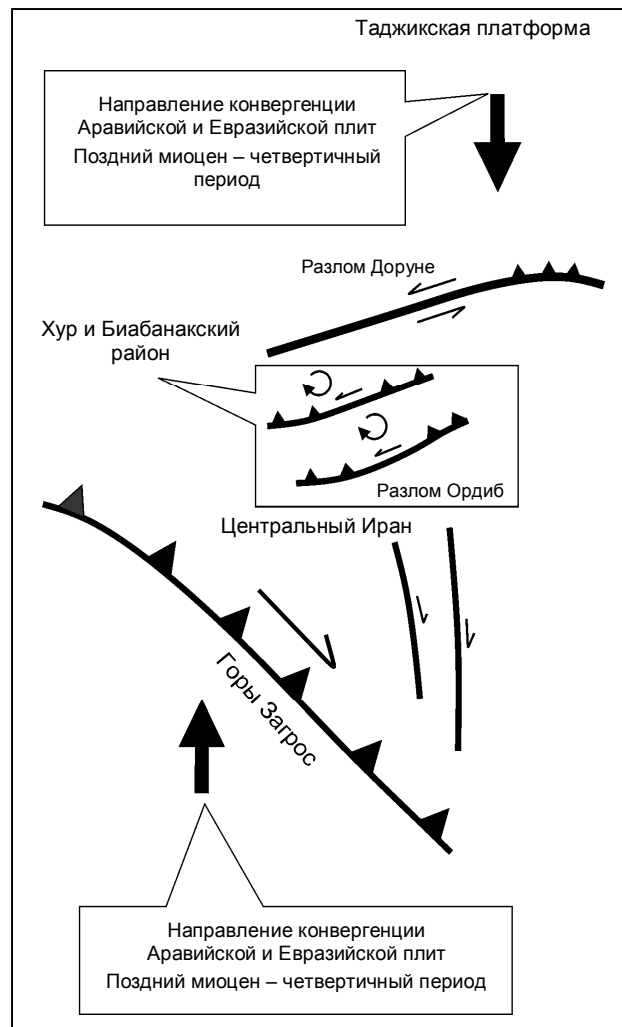


Рис.9. Изменение направления конвергенции Аравийской и Евразийской плит, структуры сдвиговых движений в Загросе и создание компонент сжатия в центральной части Ирана (использованы материалы работы [14])

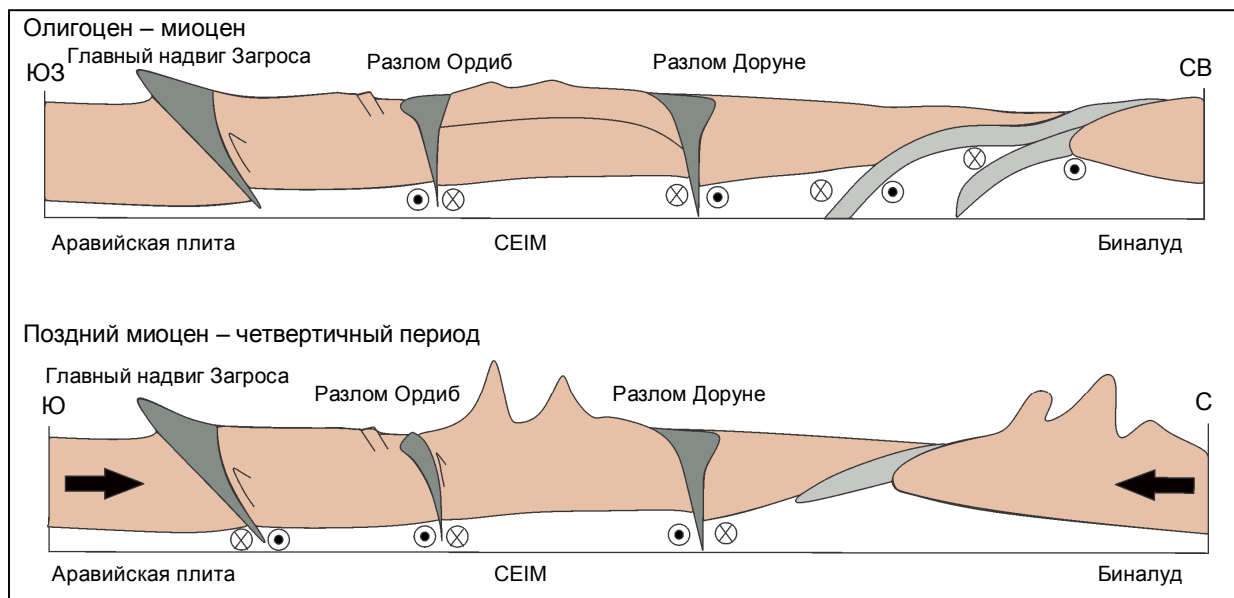


Рис.10. Изменение направления конвергенции Аравийской плиты и поднятие области (использованы материалы работы [11])

Заключение. Впервые описаны структурные элементы и тектоническая эволюция разлома Ордиб региона Хур на основании анализа различных данных. Обработаны региональные аэромагнитные данные и сформирована картотека: геологические карты, топографические основы, космические снимки и т.д. В результате исследования всей имеющейся информации получены следующие выводы.

1. Анализ данных аэромагнитометрии показывает, что разлом Ордиб является в регионе Хур разрывным нарушением, прорывающим породы фундамента.

2. В районе Ордиб тектонические нарушения представлены левосторонними сдвигами северо-восточного направления.

3. Стадии тектонической эволюции в области Ордиб (платформы Хур) включают: 1) в конце юры – неокома развитие рифтогенеза в районе Биабанак и на севере области Забзевар; 2) в альбе – олигоцене дислокации сжатия вызывают сдвиги по разлому Ордиб; 3) в конце миоцена изменение направления конвергенции Аравийской и Евразийской плит от северо-западного к северному приводит к формированию (фрагментарно) компоненты сжатия разлома и к поднятию района Ордиб в плиоцен-четвертичное время.

4. Новая модель структур скольжения вдоль главного разлома включает: структуру «конский хвост» на северо-восточной оконечности разлома, вероятное вращение блоков против часовой стрелки в средней части разлома и вращение блоков по часовой стрелке в юго-западной части разлома.

Благодарность. Авторы благодарят сотрудников отдела геологии Университета Исфахана за предоставленные геофизические данные и помощь в проведении полевых исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Aghanabati A.* Geology of Iran: Geological Survey of Iran Publications. Tehran, Iran. 2004. 582 p.
2. *Allen M.* Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates / M.Allen, J.Jackson, R.Walker // *Tectonics*. 2004. 23. TC2008. P. 1-16.
3. *Bagheri S.* The exotic Paleo-Tethys terrane in central Iran: new geological data from Anarak, Jandaq and posht-e-Badam areas: Unpublished Ph.D. thesis / University of Lausanne, Lausanne, Switzerland. 2007. 223 p.
4. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation / P.Agard, J.Omrani, L.Jolivet, F.Mouthereau // *International Journal of Earth Science*. 2005. Vol. 94. P. 401-419.
5. *Gansser A.* The geodynamic history of the Himalaya, Zagros, Hindu Kush, Himalaya; geodynamic evolution / A.Gansser, H.K.Gupta, F.M.Delany // *Geodynamics*. Series 3. 1981. P. 111-121.



6. Geology of the Khur Area (central Iran): Explanatory text of the Khur quaderangle map / L.Aistov, B.Melanikov, B.Krivyakin, L.Morozov, V.Kiristaev (Eds.). 1984.
7. Farbod Y. Active tectonics of the Doruneh Fault: seismogenic behavior and geodynamic role: PhD thesis / University Aix-Marseille. 2012.
8. Fossen H. Structural geology / Cambridge University Press. 2010. 463 p.
9. Hogai R. Stress field rotation or block rotation an example from the lake mead fault system / R.Hogai, N.Amos, A.Atilla // J. Geofisica. 1993. Vol. 36. N 2. P. 65-73.
10. KhosroTehrani Kh. Stratigraphy of Iran / University of Tehran, Iran. 2007. 582 p.
11. Khur platform: Tectonic evolution of a part of the Neo-Tethyan back-arc basin in Central Iran / S.Bagheri, G.M.Stampfli, M.Patrice, M.R.Bakhshi // Symposium 2: Structural Geology, Tectonics and Geodynamics, 7th Swiss Geoscience Meeting, Neuchâtel, 20th – 21st November. 2009. P. 63-64.
12. Kissel C. Paleomagnetic rotation and continental deformation / C.Kissel, C.Laj // Kluwer Academic publishers. 1989. P. 209-228.
13. Nadimi A. Evolution of the Central Iranian basement // Gondwana Research. 2007. 12(3). P. 324-333.
14. Right-lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia-Eurasia collision zone / M.Allen, M.Kheirkhah, M.H.Emami, S.J.Jones // Geophysics. J. 2011. Int. 184. P. 555-574.
15. Stöcklin J. Structural history and tectonics of Iran: A review // American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 1968. Vol. 52. P. 1229-1258.
16. Torabi G. Alkaline Basalt from the Central Iran, a Mark of Previously Subducted Paleo-Tethys Oceanic Crust / G.Torabi, O.Hemati // Petrology. 2011. Vol. 19. N 7. P. 690-704.
17. Torabi G. Early Oligocene Alkaline Lamprophyric Dykes from the Jandaq Area (Isfahan Province, Central Iran) // An Evidence of CEIM Confining Oceanic Crust Subduction, Island Arc. 2010. Vol. 19. P. 227-291.
18. Torabi G. Petrology of Eocene volcanic rocks in NE of Ordib (NE of Isfahan Province) / G.Torabi, N.Shirdashtzadeh // Iranian journal of Crystallography and Mineralogy. 2009. Vol. 17. N 4. Winter 1388/2010.
19. Torabi G. Petrology of lamprophyres in Southeast of Anarak (Isfahan Province) // Journal of Isfahan University. 2008. Vol.32. N 3. P. 165-188.

Авторы: **А.Сохраби**, аспирант, arashshrbi@gmail.com (Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия), **А.Надими**, профессор, Aldmi7660@gmail.com (Университет Исфохана, Исфохан, Иран), **И.В.Таловина**, д-р геол-минерал. наук, профессор, i.talovina@gmail.com (Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия), **Х.Сафави**, профессор, Notmansafi44@yahoo.com (Университет Исфохана, Исфохан, Иран)

Статья поступила в редакцию 05.12.2018

Статья принята к публикации 01.03.2019.