

Работа выполнена в Геологическом институте Российской академии наук

Научный руководитель: доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.Г.Трифонов

Официальные оппоненты: доктор геолого-минералогических наук
М.Л.Копп (ГИН РАН)
доктор геолого-минералогических наук
Ю.Г.Гатинский (Геол. музей им. В.И.Вернадского РАН)

Ведущая организация: Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова,
кафедра динамической геологии

Защита состоится ____ апреля 2002 года в 14 час. 30 мин. на заседании
Специализированного Ученого совета Д.002.51.02 по геологии, геотектонике,
геологии морей и океанов при Геологическом институте РАН по адресу:

109017, Москва, Пыжевский пер., д.7, Геологический институт РАН,
конференц-зал, 4 этаж.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке геологической литературы Секции
Наук о Земле по адресу: 109017, Москва, Старомонетный пер., д.35, ИГЕМ РАН.

Отзывы на автореферат просьба высылать в двух экземплярах, заверенных печатью,
по адресу: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7, ученому секретарю.

Автореферат разослан ____ марта 2002 года.

Ученый секретарь

Специализированного совета

кандидат геолого-минералогических наук

А.А.Пейве

Введение

Актуальность. Загросская орогения – классический пример континентальной коллизии. Слабость доорогенных деформаций, интенсивность движений и хорошая обнаженность облегчают изучение неотектоники и повышают значимость Загроса как тектонотипа и геодинамического полигона, важного для понимания других коллизионных областей. Однако Загрос отличают специфичность, многофакторность и латеральная изменчивость условий тектогенеза. Здесь особенно проявляются расслоенность среды, унаследованность тектонических процессов, их взаимовлияние друг на друга, приводящее к импульсному развитию коллизии. Загрос – это один из наиболее сейсмоактивных районов мира. Изучение природы землетрясений и их связи с зональностью орогена, отражающей развитие коллизии, требует понимания новейшей тектоники и геодинамики Внешнего Загроса.

Основные проблемы. Загрос сравнительно хорошо изучен. Вместе с тем, точных данных о четвертичных движениях мало, на картах активной тектоники отсутствует разделение структур по масштабу, скорости движений и возрасту. Традиционное понимание грубой молассы Загроса как единого стратиграфического элемента противоречит зональности орогена. Неясно, какой из факторов – первичные неоднородности коры или разный возраст активизации – обеспечивает обособление продольных зон? Каковы механизмы поперечной сегментации орогена, на какой глубине они реализуются? В какие формы преобразуется движение по Главному Современному сдвигу после его затухания на юго-востоке? Какова система разломов южного Загроса и чем выражена там граница Аравийской плиты?

Цели и задачи. Цель работы – выяснить механизмы тектогенеза и тенденции развития Внешнего Загроса на плиоцен-четвертичном этапе. *Выяснение особенностей строения региона* включает задачи: 1) уточнить известные и выявить дополнительные активные структуры, оценить их морфо-кинематику; 2) уточнить глубинное строение Загроса по особенностям рельефа, сейсмичности и положения диапиров базальных солей. *Выяснение тенденций развития региона* включает задачи: 3) оценить комплекс параметров структуры, рельефа и эродированности, как показатель возраста разных зон орогена; 4) выполнить описание и палеомагнитное датирование грубой молассы в разных зонах Загроса; 5) провести анализ палеогеографии и корреляцию выбранных разрезов. *На базе полученных результатов:* 6) создать модель плиоцен-четвертичного

развития Внешнего Загроса; 7) оценить возможность использования этой модели в других регионах, развивающихся в сходных тектонических обстановках.

Научная новизна. Уточнены параметры разломов Внешнего Загроса, с новых позиций интерпретирована система активных зон. Грубая моласса рассмотрена как индикатор тектонического режима, оценены ее палеогеография и возраст в разных частях орогена. Продольные зоны Загроса увязаны с циклами распространения деформаций, каждому из которых дана временная, геодинамическая и структурная характеристика. Предложена модель, учитывающая эволюцию свойств литосферы в процессе орогенеза и объясняющая выявленные особенности развития Загроса.

Практическая значимость. Изучение механизмов и тенденций развития Загроса, как примера коллизионного орогена, важно для прогноза сейсмической опасности. Знание активной тектоники необходимо при поисках подземных вод, распределение которых контролируется разломами, а также при оценке залежей углеводородов, подверженных миграции и разрушению при деформациях вмещающих толщ.

Защищаемые положения.

1. Грубая моласса Загроса является индикатором распространения орогенеза. Ее дискретное омоложение к передовому прогибу отражает этапы и направленность деформаций. Высокий Загрос был сформирован в раннем плиоцене, Низкий Загрос в позднем плиоцене, Предгорная зона начала развиваться со среднего плейстоцена. Две части в составе грубой молассы отражают стадии развития каждой зоны орогена.

2. Главный продольный сдвиг северо-западного Загроса переходит на юго-востоке в пересекающие ороген меридиональные сдвиги, которые сменяются продольными надвигами, наиболее активными вдоль фронта орогенеза. Изменение вдоль орогена морфологии и кинематики разломов вызвано сменой условий тектогенеза из-за регионального срыва осадочного чехла на юго-востоке Загроса.

3. В конце миоцена пододвигание по сутуре Загроса сменилось деформациями передового прогиба окраины Аравии. Они распространялись импульсно, поочередно формируя складчатые зоны, каждая из которых развивалась в три стадии. Первая – появление отдельных складок. Вторая – срыв чехла и главная складчатость. Третья – изостатический подъем ступени рельефа. Затем начиналась деформация следующей области прогиба, а в тыловых зонах орогена преобладали блоковые движения.

4. Сегментация Загроса на Фарс и Дезфул вызвана неоднородностью Аравийской плиты: высокая расслоенность и низкая прочность литосферы Фарса обусловили там более широкую область деформаций, четкую продольную зональность и активный фронт орогена. Связь морфологии орогена с составом чехла и типом коры характерна и для других районов, находящихся в сходной структурно-динамической обстановке.

Фактический материал. Данные о разломах, накопленные в рамках программы «Литосфера», дополнены результатами дешифрирования космо- и аэрофотоснимков. В процессе полевых работ 1998 и 1999 годов обследованы зоны разломов длиной более 600 км. Пройдены три нивелировочных профиля, в трех участках проведено картирование террас, в восьми изученных канавах взяты 7 радиоуглеродных и 15 термолуминесцентных проб. Замерялись молодые смещения рельефа. Фиксировались сейсмогенные разрушения древних строений. Проведено аэровизуальное наблюдение труднодоступных участков. В 11 изученных разрезах позднеорогенной молассы взято 197 палеомагнитных проб. Учтены геофизические материалы, полученные из других организаций, принимавших участие в проекте.

Апробация. Основные результаты, изложенные в данной работе, докладывались на сеймотектоническом совещании 1999 г. в Тегеране, а также на Тектоническом совещании «Тектоника России. Общие вопросы тектоники» в 2000 г. в МГУ им М.В.Ломоносова и опубликованы в материалах данного совещания. В 2000 и 2001 г.г. они также обсуждались на Тектоническом коллоквиуме Геологического института РАН. По части материалов, изложенных в работе, опубликованы две статьи.

Объем и структура. Диссертация состоит из введения, пяти глав и заключения. Библиография включает 174 наименования. Полный объем диссертации 184 страниц, включая 46 рисунков и 28 фотографий. Приложение к диссертации (литологическое и палеомагнитное описание разрезов) состоит из 10 страниц.

Работа выполнена под руководством доктора геолого-минералогических наук профессора В.Г.Трифорова, которому автор выражает глубокую признательность за помощь и поддержку на всех этапах исследования. Сбор материала проводился совместно с А.И.Кожуриным и Т.П.Ивановой, которым автор выражает искреннюю благодарность за моральную поддержку и практическую помощь. Полевые работы проводились также вместе с Е.А.Рогожиным, Т.П.Белоусовым, В.И.Макаровым и В.М.Макеевым, которым автор благодарен за предоставленные материалы, ценные

советы и конструктивное обсуждение. Выполнению работы содействовали с иранской стороны М.Хадеми, А.Эшгипур и другие сотрудники фирмы Мохаб Годсс, которым автор благодарен за организационную помощь и предоставленные материалы. Автор глубоко признателен Г.З.Гуарию, В.М.Трубишину и О.А.Крежевских за определение палеомагнитных образцов и помощь в интерпретации разрезов, Х.А.Арсланову за уран-ионное и Л.Д.Сулержицкому за радиоуглеродное, а также сотрудникам Мохаб Годсс и Музея истории в Тегеране за термолюминисцентное и археологическое датирование образцов. Автор благодарит М.Л.Коппа за глубокий детальный разбор работы, конструктивную критику и моральную поддержку, а также Ю.Г.Леонova, М.Г.Леонova, С.В.Руженцева и других сотрудников Геологического института РАН за ознакомление с работой, сделанные замечания и предложения.

Глава 1. Геологическая характеристика региона

1.1. Геотектоническая позиция района исследований

Загросская орогенция является результатом коллизии Аравийской и Евразийской плит после закрытия нео-Тетиса. Офиолитовая сутура расположена в тылу новейшего орогена. Внешний Загрос представляет зону деформаций чехла передового прогиба, возникшего на окраине Аравии при ее пододвигании под Иранский микроконтинент. Рассматриваемый район расположен на границе двух сегментов орогена, различных по строению и истории развития, и сочетает в себе тектонотипичность с высокой интенсивностью, разнообразием и пространственной неоднородностью тектогенеза.

1.2. История геологического развития и стратиграфия

В венде и палеозое изучаемый район представлял платформу. На фундаменте залегают Ормузские эвапориты венда мощностью до 3 км. Палеозойский чехол мощностью 2-3 км, отлагавшийся в удаленных от океана Тетис бассейнах Гондваны. В перми близкое раскрытие мезо- и нео-Тетиса превращает район в пассивную окраину, погружение которой в мезозое и палеогене привело к накоплению карбонатных толщ мощностью 5-6 км, содержащих два слоя солей. Таким образом, к началу орогенеза здесь был сформирован мощный (до 9-11 км), внутренне расслоенный и реологически обособленный от фундамента чехол.

Коллизионный этап. Реликты океанического бассейна в Загросе сохранялись до эоцена. В олигоцене и раннем миоцене раскрытие субширотного Аденского рифта обеспечило скольжение Аравии на северо-запад вдоль Иранского массива и слабое

надвигание по сутуре с отложением в остаточном бассейне эвапоритов Гачсаран. В среднем миоцене сжатие на севере и активизация Красноморского рифта обусловили движение Аравии на северо-восток и сильное надвигание по сутуре с образованием чешуйчатой структуры, началом роста гор и заполнением передового прогиба сероцветной нижней молассой Мишан. С позднего миоцена северный дрейф Аравии обусловил обстановку косоугольной коллизии с деформацией прогиба и отложением пестроцветной нижней молассы Агаджари. В начале плиоцена, с выжиманием блоков Ирана к востоку, северо-западный сегмент Главного надвига Загроса превратился в Главный Современный сдвиг, а юго-восточный утратил активность. В плиоцене продвижение деформаций в сторону передового прогиба формирует Внешний Загрос с заполнением его межгорных впадин грубой молассой Бахтиари. Современная тектоническая активность наблюдается как в пределах орогена, так и в предгорьях.

1.3. Неотектоническое районирование

Продольная зональность. С северо-востока на юго-запад выделяют следующие зоны. *Чешуйчатая* зона высотой до 3-4 км вдоль тылового шва имеет надвиговую структуру. *Высокий Загрос* с эрозионными останцами высотой до 2.5-3 км имеет складчатую структуру, сильно нарушенную разломами. В *Низком Загросе* высотой до 1.5-1.8 км складчатая структура аналогична более тыловой зоне, но эродированность меньше. *Предгорная* зона без четкой юго-западной границы содержит разделенные недеформированными участками лишь слегка затронутые эрозией складки высотой 200-400 м и, а крупные разломы на поверхности отсутствуют.

Поперечная сегментация. Два сегмента Внешнего Загроса – Дезфул на северо-западе и Фарс на юго-востоке – разделены Казерунской зоной нарушений. В Дезфуле ороген узкий, прямолинейный, деформации тяготеют к самой высокой тыловой зоне, а в Фарсе ороген широкий, дугообразно выгнутый, с интенсивно складчатой и приподнятой фронтальной частью. В Дезфуле тыловой шов выражен активным сдвигом, а в Фарсе – слабым взбросом. В Дезфуле кора типично континентальная с отсутствующим или утоненным слоем базальных солей, а в Фарсе предполагается кора переходного типа с особенно мощным слоем Ормузских солей.

1.4. Глубинное строение региона

Расслоенность литосферы. В верхней части чехла присутствуют верхнеюрские (мощностью 0.4-0.7 км) и нижнемиоценовые (0.5-1.8 км) соли. Компетентные слои

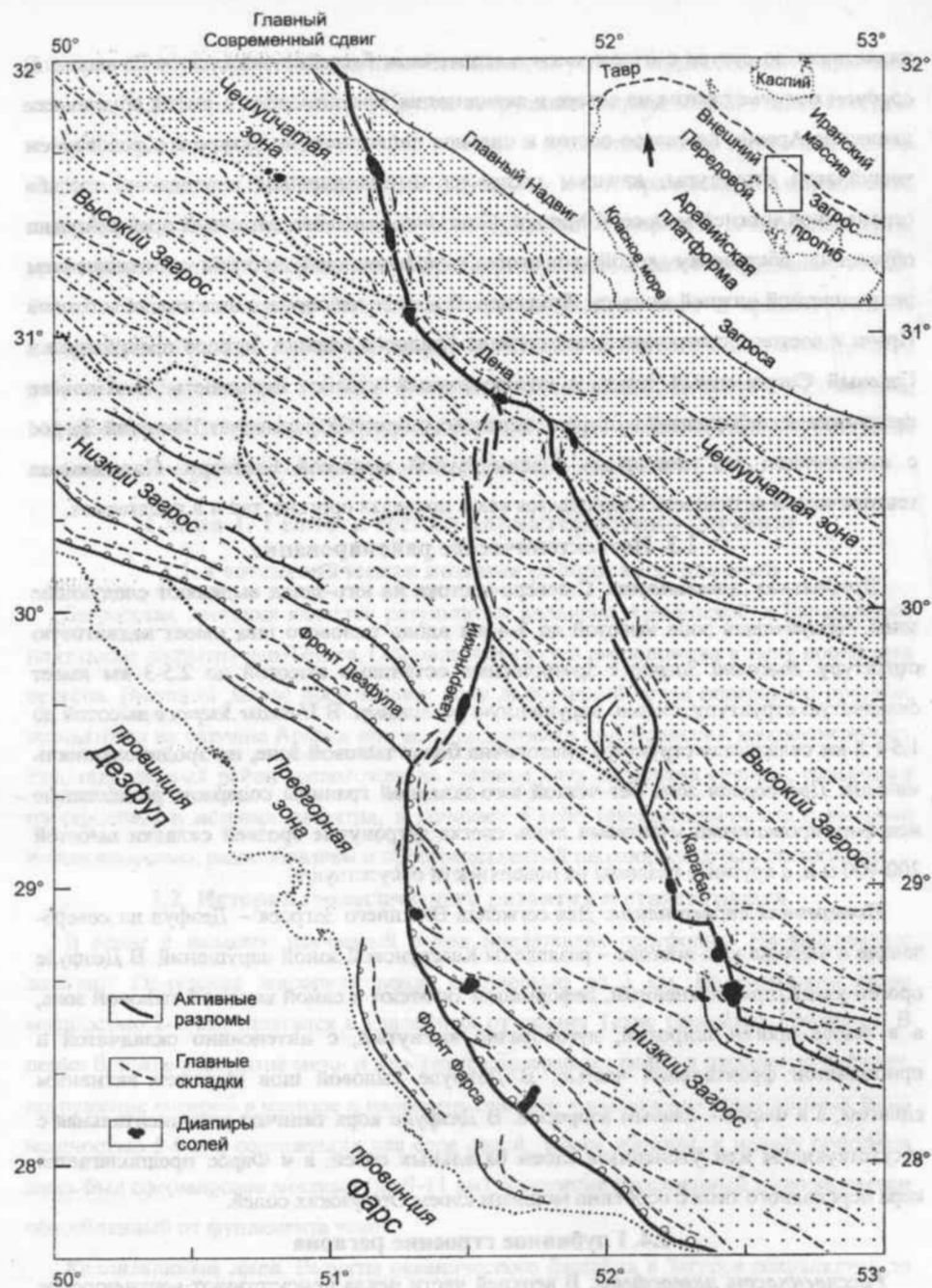


Рис.1 Неотектоническое районирование центральной части Внешнего Загроса

сосредоточены в средней части чехла, а базальные эвапориты до 3 км обуславливают его общий срыв. Пластичная часть коры (ниже 20-25 км) способствует нагнетанию материала с подъемом земной поверхности и погружением границы Мохо в тылу орогена, тогда как мантийная литосфера местами пододвигается под Иран.

Зональность орогена как отражение глубинного строения. Поскольку Загрос в целом изостатически скомпенсирован, высота его зон обратно пропорциональна мощности коры, а сочетание уступов земной поверхности и фундамента отражают литосферные нарушения. Выделяются три ступени рельефа, отвечающие Высокому Загросу (2.5-3.5 км), Низкому Загросу (1.5-2 км) и Предгорной зоне (0-0.8 км). К их границам приурочены диапиры базальных солей с обломками пород фундамента, уступ в котором перед орогеном сопоставим с высотой ступени Низкого Загроса. По сейсмологическим данным, там проходит круто наклоненная под ороген разломная зона, наиболее активная до 8-10 км, но прослеженная до глубин 30-40 км.

1.5. Типы и распределение деформаций

Горный Загрос. Чешуйчатая зона со сжатой надвиговой структурой представлена в изученном районе фрагментарно и здесь не рассматривается. В Высоком Загросе эродированный и часто обращенный рельеф отражает древнюю складчатость, которая сейчас осложняется блоковыми движениями. Вдоль его фронта Фирузабадская подзона отличается высотой и сохранностью рельефа, что говорит о сильных и более поздних деформациях. В Низком Загросе менее эродированный и прямой рельеф свидетельствует о молодой складчатости, осложняемой разрывами. Вдоль его фронта подзона Передовых складок, подобно Фирузабадской, выделяется особенно высоким контрастным рельефом и отражает импульс, завершивший складчатость зоны.

Предгорная область представляет незавершенную складчатость. В передовом прогибе первые антиклинали, почти не нарушенные разрывами, разделяются на два типа, различные по морфологии и механизму образования. При сжатии верхних рыхлых моласс перед орогеном образуются мелкие Тыловые антиклинали северо-восточной вергентности (как вал грунта перед бульдозером). При сжатии нижних прочных толщ чехла путем простого сдвига в вертикальном разрезе формируются крупные Приморские складки юго-западной вергентности, удаленные от орогена на 25-30 км, что обусловлено либо наличием здесь древнего уступа фундамента, либо самим механизмом деформации чехла с данными свойствами. В Фарсе складки

образуют кулисный ряд, свидетельствующий о компоненте правого сдвига. В южном направлении кулисность исчезает, а признаки сжатия усиливаются.

Глава 2. Плиоцен-четвертичные отложения

как индикатор неотектонического развития

2.1. Вводные замечания

В данной работе интервал 1.8-0.7 млн лет отнесен к нижнему, 0.7-0.13 млн лет – к среднему, 0.13-0.01 млн лет – в верхнему плейстоцену. Четвертичные образования Загроса представлены аллювиальными, делювиальными, озерными и прибрежно-морскими комплексами, достигающими в Предгорной зоне первых сотен метров. Верхнеплиоценовая формация Бахтиари представлена конгломератами мощностью до 900 м, сменяющимися в предгорьях галечно-песчаными, а на берегу – органогенно-обломочными породами. Верхнемиоценовая-нижнеплиоценовая формация Ага-Джари мощностью до 3000 м представлена песчаниками, глинами и мергелями с гипсом.

Галечники Бахтиари является важным индикатором тектогенеза. Из-за аридности климата грубые фракции не выносятся из области рельефообразования, а отлагаются внутри и на границе орогена. Даже в речном аллювии мало продуктов удаленного переноса, а преобладает материал с соседних складок. Появление грубых фракций даже отставало от начала рельефообразования, поскольку вначале переотлагалась рыхлая моласса и лишь дальнейший рост складок приводил к разрушению известняков, слагающих гальки. Конседиментационные деформации в Бахтиари подтверждают ее связь с тектогенезом вблизи изучаемого разреза. Представления об устойчивом возрасте Бахтиари приводят к выводу об одновременности орогенеза во всем Загросе, тогда как мощность, степень литификации и размерность грубой молассы уменьшаются на юго-запад, а на северо-востоке появляется несогласие уже внутри конгломератов. Это заставило усомниться в универсальности традиционной схемы и выполнить специальное изучение синорогенных отложений.

2.2. Методы изучения

Изучение состава отложений. Монотонность минерального состава Бахтиари повышает значимость изучения гранулометрии. Разрезы, включающие до 120 слоев, представлены графиками «размерности» отложений, дающими возможность выявить тонкие изменения состава и применить математическую обработку данных. Сведения о литологии, характере обломков и структуре толщи учитывались, но в данной работе

важно было оценить «размерность» молассы, как индикатора тектогенеза, обеспечив сопоставимость удаленных разрезов. Доли фракций в каждом слое оценивались по эмпирически выбранным правилам интерпретации описания пород. «Размерность» же целого слоя определялась путем пропорционального осреднения. По полученным численным данным построены детальные и сглаженные графики «размерности».

Палеомагнитостратиграфия. Из песчаных прослоев с максимально возможной частотой и равномерностью отобрано 197 штучков. Каждый разрез охарактеризован 10-30 пробами. Палеомагнитные определения выполнили зав. лаб. палеомагнетизма ГИН РАН д.ф.-м.н. Г.З.Гурарий и сотрудники лаборатории к.г.-м.н. В.М.Трубикин и О.А.Крежевских. Первичная намагниченность выделялась терморазмагничиванием до 600°C с интервалом 50-100°C на магнитометре JR-4. Методом компонентного анализа определена намагниченность 85% образцов. После выделения в разрезах интервалов прямой и обратной полярности оценка возраста разных членов разреза проводилась путем сопоставления с магнитохронологической шкалой.

2.3. Характеристика разрезов молассовых отложений

2.3.1. Зона Высокого Загроса

Участок Дена. В тылу Высокого Загроса на палеогене залегают 140 м Бахтиари, две части которой разделены несогласием. Нижняя часть отложилась в главную фазу развития Чешуйчатой зоны и была дислоцирована в последующие стадии активности, верхняя часть Бахтиари скорее всего связана уже с орогенезом в Высоком Загросе.

Участок Шираз. В средней части Высокого Загроса Бахтиари мощностью 750 м заполняет синклиналь, поднятую затем в виде горста. Низы разреза представляют переход в приморской дельте от морских отложений к аллювиальным с тремя циклами погребения. Вышележащие конгломераты накопились в межгорной впадине. Верх разреза прямо намагничен (эпоха Гаусс) и относится к позднему плиоцену. Низ имеет обратную полярность с тремя эпизодами инверсий (эпоха Гильберт), так что подошва Бахтиари приходится на границу миоцена и плиоцена.

2.3.2. Зоны Низкого Загроса

Участок Камарадж. В тылу Низкого Загроса вдоль Казерунского сдвига залегает 100 м Бахтиари. Глубокий размыв, неокатанные валуны до 1.2 м и внутренние несогласия говорят о сильных локальных движениях в приразломной впадине к

началу и в процессе накопления конгломератов. Разрез, в целом, обратно намагничен (эпоха Матуяма) и подошва Бахтиари имеет здесь позднеплиоценовый возраст.

Участок Хешт. В передней части Низкого Загроса на формации Ага-Джари залегает 700 м Бахтиари. Нижняя песчанистая часть отражает переход от морских отложений к аллювиальным в приморской дельте перед орогеном. Грубая верхняя часть накопилась в межгорной депрессии. Верх разреза обратно намагничен (эпоха Матуяма), внизу преобладает прямая полярность (эпоха Гаусс). Подошва Бахтиари приходится здесь на рубеж нижнего и верхнего плиоцена.

Участок Бабайкелан. В передней части Низкого Загроса на Ага-Джари залегает 400 м Бахтиари. Нижняя песчанистая часть с тремя циклами погребения накопилась в приморской дельте перед орогеном. Вверху преобладают конгломераты. Верх разреза нормально намагничен (эпоха Брюнес). В середине переменная полярность отвечает эпохе Матуяма. Низ разреза нормально намагничен (эпоха Гаусс). Таким образом, подошва Бахтиари приходится на низы верхнего плиоцена.

Участок Далеки. В пределах фронтальной флексуры несогласно залегают 72 м грубых конгломератов Бахтиари, наклоненных под углом 80°. Они накопились на границе растущего орогена и отражают завершение складчатости Низкого Загроса с подъемом фронтальной флексуры. Верх разреза нормально намагничены (эпоха Брюнес). Низы же, в целом, обратно намагничены (эпоха Матуяма). Таким образом подошва разреза приходится на нижний плейстоцен.

2.3.3. Предгорная зона

Участок Гулхари. В тылу Предгорной зоны Бахтиари мощностью 38 м залегает на Ага-Джари и представлена песчаниками с прослоями конгломератов, грубость которых вверх возрастает. Мелкие окатанные гальки отражают условия дистальной части предгорного шлейфа. Верх разреза нормально намагничен (эпоха Брюнес). Нижняя часть обратно намагничена (эпоха Матуяма). Переход к Бахтиари здесь произошел в самом конце раннего плейстоцена.

Участок Шуе. В тылу Предгорной зоны два разреза Бахтиари в 11 м и 42 м, сложенные песчано-глинистыми толщами с прослоями галечников, отражают условия приморского предгорного шлейфа. Разрезы содержат сверху глинистый интервал и венчаются слоем грубого галечника. Подошва прямо намагниченного (эпоха Брюнес)

южного разреза приходится на границу раннего и среднего плейстоцена, а низы северного обратно намагничены и древнее.

Участок Кухе-Манд. В приморской части Предгорной зоны на Ага-Джари залегают прибрежно-морские песчаники Бахтиари мощностью 6 м с гравелитом и галькой. Разрез нормально намагничен (эпоха Брюнес), подошва Бахтиари относится к середине среднего плейстоцена. Южнее низы Бахтиари несогласно перекрыты чехлом террасы с крупными прослоями пляжного ракушняка.

Участок Бушер. В наиболее удаленной от орогена части Предгорной зоны глины Ага-Джари сменяются прибрежными песками и пляжными ракушнями мощностью 8 м. Уран-иониевое датирование этих фаций Бахтиари, говорящих о подъеме и начале рельефообразования, дало возраст 258 ± 41 тыс. лет. Подошва Бахтиари приходится на середину эпохи Брюнеса, то есть на средний плейстоцен.

Участок Кухе-Даранг. В приморской части Предгорной зоны морские отложения Ага-Джари сменяются песчаниками с галькой, глинами и ракушнями, которые вместе составляют 23 м Бахтиари. Разрез нормально намагничен (эпоха Брюнес), а подошва Бахтиари приходится на середину среднего плейстоцена.

2.4. Фациальные и временные соотношения толщ

Разрезы горного Загроса. Низы разрезов Шираз, Хешт и Бабайкелан, сложенные песчаными толщами с циклическими сгущениями грубых прослоев, накопились в предгорно-дельтовой обстановке. Разрезы Камарадж, Далеки, верхи разрезов Шираз, Хешт и Бабайкелан, сложенные грубыми галечниками с нерегулярными песчаными прослоями, отражают межгорно-долинную обстановку. Нижние части характеризуют начало орогенеза, их мощность около 330 м везде постоянна, что говорит о сходных темпах активизации в разных зонах. Верхние части отражают сам орогенез, они закономерно сокращаются в сторону фронта орогена от 440 м до 80 м, что говорит о более длительном дальнейшем развитии тыловых зон по сравнению с фронтальными. Корреляция разрезов говорит о сокращении времени накопления грубой молассы и об омоложении ее подошвы к фронту орогена дискретно от одной зоны к другой. В Высоком Загросе формация Бахтиари начала отлагаться на 1.9-2.5 млн лет раньше и продолжала накапливаться на 0.2-1.0 млн лет дольше, чем в Низком Загросе.

Разрезы Предгорной зоны. Разрезы Гулхари и Шуе отражают условия предгорий, на постепенную активизацию которых накладывались периодические трансгрессии.

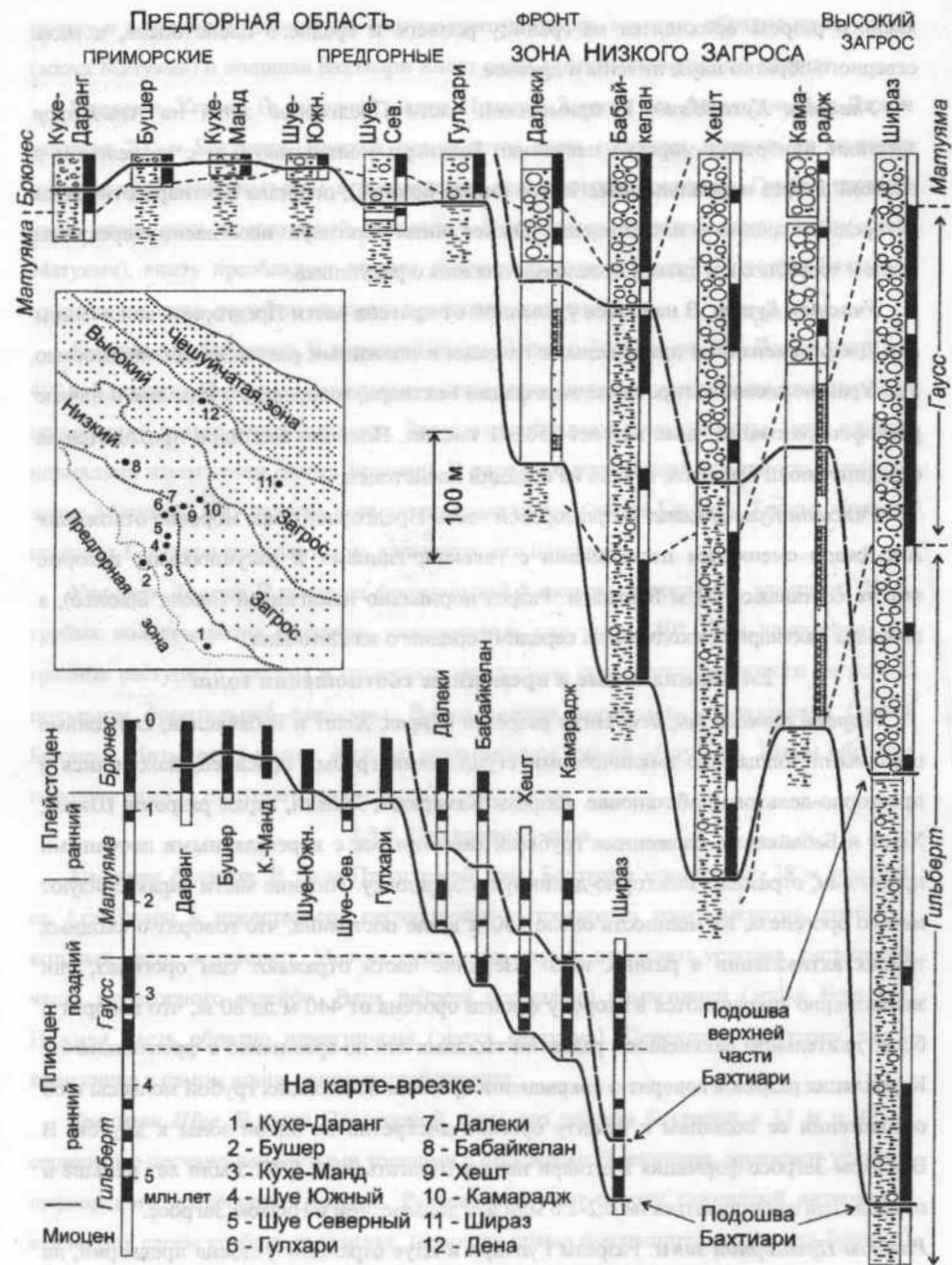


Рис.2 Корреляция разрезов грубой молассы Внешнего Загроса.

Последнее затопление выразилось повсеместным отложением глинистой толщи, а общий верхний слой галечников отражает усиление выноса грубого материала за пределы Низкого Загроса после завершения там орогенеза. Разрезы Кухе-Даранг, Бушер и Кухе-Манд отражают приморские условия и представляют фации Бахтиари, приуроченные к сводам растущих складок и поэтому не обнаруженные в горах. Периодические регрессии отражены пластами пляжных ракушечников, а трансгрессии – песчано-глинистыми толщами. Хотя верхние галечники тыловых разрезов возможно отвечают верхним ракушнякам приморских разрезов, подошва Бахтиари внутри Предгорной зоны слегка омолаживается на юго-запад. На Фронтальной флексуре она приходится на середину раннего плейстоцена, в предгорьях – на начало среднего плейстоцена, а в удаленных приморских областях – на конец среднего плейстоцена.

2.5. Выводы

В каждой зоне орогена разрезы Бахтиари отражают закономерную смену режимов развития. Появление грубой молассы отражает завершение орогенеза в смежной к северо-востоку зоны, подъем которой приводит к началу выноса грубого материала в предгорья, и начало рельефообразования в данной зоне, где в условиях современных предгорий накапливаются нижние части Бахтиари. Через 1-1.5 млн лет после начала деформаций происходит главная складчатость в данной зоне с глубоким разрывом и отложением грубого обломочного материала верхних частей Бахтиари, современных условий накопления которых нет. Далее начинается подъем зоны, приводящий через 0.5-1 млн лет к началу выноса материала за ее пределы, а в смежной части прогиба начинается рельефообразование и отложение грубой молассы. Таким образом, Бахтиари дискретно омолаживается на юго-запад. Начало ее отложения в Чешуйчатой зоне – поздний миоцен, в Высоком Загросе – граница миоцена и плиоцена, в Низком – начало позднего плиоцена, в Предгорной зоне – плейстоцен. Это отражает процесс последовательного вовлечения зон передового прогиба в складчатость и орогенез.

Глава 3. Активные разломы и флексурно-разломные зоны

3.1. Вводные замечания

Последние 100 тыс. лет являются необходимым и достаточным этапом, в течение которого возможно оценить кинематические параметры разломов подвижных поясов. Пластичность чехла вблизи поверхности приводит к преобразованию разломов во флексурные зоны, что требует уточнения их геодинамической роли. Современный

разлом вдоль тылового шва делится на два сегмента: северо-западный – это активный правый сдвиг, а его юго-восточное продолжение – слабый взброс. Возникает вопрос, в какие формы преобразуется движение по сдвигу на его юго-восточном окончании.

Методы изучения. Для выявления и предварительной оценки активных структур были использованы космо- и аэрофотоснимки. При полевых исследованиях были обнаружены многочисленные изгибы долин, перехваченные и брошенные русла, «карманы» террас, смещенные конуса выноса, по которым оценивалась амплитуда сдвигов. Углубления врезов, расщепление террас, сужения долины, смена аллювия, изменение эрозии были учтены при оценке вертикальных движений. Изучение зеркал скольжения, сейсморазрушений древних построек и вырытых через сместители канав было проведено для оценки режима активности разломов. Датирование движений проводилось путем корреляции смещенных форм рельефа с молодыми отложениями, при оценке возраста которых, кроме относительной стратиграфии, были применены палеомагнитный, термолюминесцентный, радиоуглеродный, урано-иониевый, а также археологический методы. Были учтены сейсмогенные обвалы и различия в плотности лишаишников на участках зеркала скольжения, обнаженных до и после подвижки.

3.2. Главная система разломов и флексуно-разломных зон

3.2.1. Зона разломов Дена

Разломная зона Дена отклоняется на юг от юго-восточного окончания Главного Современного сдвига и представляет выгнутую на юго-запад дугу, включающую три сегмента. Меридиональный северный является правым сдвигом. Средний взбросо-сдвиговый проходит вдоль фронта Чешуйчатой зоны, с юга к нему примыкает Казерунский сдвиг. Третий сегмент продолжается на юго-восток тремя ветвями, к южным из которых примыкает зона Карабас. Внутренняя структура разломной зоны Дена отражает длительное многоэтапное развитие.

3.2.2. Казерунская зона

Казерунская зона разделяет сектора Дезфул и Фарс. На севере она примыкает к разломам Дена, а на юг прослеживается до Фронтальной флексуры, пересекая весь Внешний Загрос. *Северный* сегмент ССЗ простирается имеет кулисное строение с молодыми взбросовыми и правосдвиговыми смещениями. Прямолинейный разлом, к которому приурочен термальный источник, смещает крупные формы рельефа, но слабо выражен на молодых поверхностях. *Центральный* сегмент ССВ простирается

наиболее активен, проходя по западному борту крупной депрессии. Правые смещения до 350 м сопровождаются разворотом складок, течением гипсов, крупными зеркалами с горизонтальными бороздами, многочисленными смещениями голоценовых оврагов на 3-5 м, 12-14 м и 25-30 м с перехватом русел, уступами до 3 м с субвертикальным залеганием аллювия. Пройденная канава вскрыла зону нарушений с тремя фазами четвертичной активности, подтвержденными сейсмогенными разрушениями древних построек и современными землетрясениями. *Южный* сегмент ССВ простирается проходит вдоль диапира Ормузских солей по западному борту впадины Камарадж, заполненной Бахтиари. Несогласия в конгломератах и сейсмогенные разрушения древних построек отражают импульсное развитие разлома. Южнее, из-за перестройки кинематики вблизи сочленения с Фронтальной флексурой орогена, зона выражена широкой полосой нарушений. Таким образом, Казерунская зона представляет собой сложный правый сдвиг. В его северном сегменте ССЗ простирается присутствует компонента сжатия, а в южных участках ССВ ориентировки заметны уже признаки растяжения. Наиболее выразительны сдвиговые смещения в средней части зоны.

3.2.3. Зона разломов Карабас

Зона разломов Карабас на севере сближается с разломами Дена и представляет выгнутую на юго-запад дугу, включающую два сегмента. *Северный* меридионально пересекает Высокий Загрос, представляя кулисный правый сдвиг, где на поперечных к складкам фрагментах ЮЮЗ ориентировки есть признаки растяжения, а продольные отрезки приурочены к крыльям складок. *Южный* сегмент ЮВ ориентировки служит фронтальной границей Высокого Загроса. На севере еще остаются меридиональные правосдвиговые участки, где овраги смещены на 20 и 45 м. Южнее разлом отгибается к юго-востоку и становится флексуно-взбросовой зоной сжатия. Таким образом, северный меридиональный сегмент зоны Карабас напоминает Казерунский правый сдвиг, а в южном направлении (по мере изгиба на юго-восток) тип движений изменяется на сдвиго-взбросовый и далее на флексуно-взбросовый.

3.2.4. Фронтальная зона провинции Фарс

Фронтальная зона Фарса отделяет Низкий Загрос от Предгорной области. На севере она смыкается с Казерунской зоной и Фронтальной зоной Дезфула. Зона представляет собой дугу, состоящую из двух сегментов. *Северный* сегмент выражен меридиональной флексурой вдоль кулисного ряда складок орогена. Канава через

фронтальный уступ вскрыла зону взброса со следами двух сейсмических подвижек. Изгиб осей краевых антиклиналей вдоль фронта орогена являются пластическим выражением правого сдвига, продолжающего Казерунский. Вместе с тем, данный сегмент является и флексурно-взбросовой зоной, по своей природе близкой к смежным фронтальным структурам Загроса. Южный сегмент ЮВ простирается уже полностью утрачивает правосдвиговую кулисность и становится просто флексурной зоной, продольной к складкам орогена. На поверхности преобладают пластические деформации. Таким образом, общая кинематика Фронтальной зоны Фарса взбросовая, однако на севере есть признаки меридионального правого сдвига, которые исчезают южнее по мере изменения простираения на юго-восточное. Глубинный взброс под флексурой по данным геофизики падает на северо-восток и нарушает фундамент с амплитудой в 1-2 км, а правый сдвиг на севере, возможно, достигает 10 км.

3.2.5. Фронтальная зона провинции Дезфул.

Зона представляет фронтальную границу Низкого Загроса провинции Дезфул. На юге она смыкается с Фронтальной зоной Фарса и состоит из нескольких разобщенных сегментов СЗ простираения. Южный сегмент представлен флексурой, в поднятом крыле которой выработаны среднеплейстоценовые террасы с чехлом до 6-7 м, а в опущенном крыле с размывом и несогласием до 15° вертикально залегает тот же чехол, утолщенный до 70 м и нарушенный взбросом с амплитудой 14 м и скоростью смещения более 1 мм/год. В пройденной через разлом канаве обнаружено три стадии подвижек, а смещения древнего оросительного канала отражают еще одну стадию активности. Северный сегмент является флексурой, осложненной мелкими разломами и поверхностными грабенами. Гравелиты Бахтиари, залегающие на запрокинутых миоценовых слоях с резким несогласием, изогнуты до 40-60°. Позднечетвертичные галечники наклонены до 5-6°. Флексура начала развиваться до отложения Бахтиари, но лишь в среднем плейстоцене интенсивные движения привели к оформлению ее современного облика. Таким образом, Фронтальная зона Дезфула, в отличие от Фарса, не проявляет сдвига, слабее нарушает фундамент и состоит из нескольких параллельных фрагментов, часть которых расположена внутри Низкого Загроса.

3.3. Локальные разрывные нарушения.

Грабен Даите-Эржан расположен между северным сегментом зоны Карабас и Казерунской зоной. Его северная часть СВ простирается поперечно к орогену, сброс

амплитудой до 150 м образует зеркало с вертикальными бороздами, верхняя часть которого с выбоинами и лишайниками, а нижняя шириной 20 см гладкая и чистая, что говорит о сейсмогенности подвижки. Южная часть ЮЮВ простирается диагонально к орогену и представлена кулисным рядом правых сбросо-сдвигов амплитудой до 30 м. За пределами грабена разломы смыкаются с фронтальным ограничением Высокого Загроса. Таким образом, с изменением простираения грабена его глубина снижается, а тип движений меняется. Грабен представляет вторичную структуру растяжения фронта Высокого Загроса, связанную со сдвигом по Карабасской зоне.

Мишанская флексурная зона входит в систему фронтальных нарушений орогена провинции Дезфул. Вдоль депрессии нижнего крыла флексуры протягивается полоса уступов и трещин Мишанского разлома, где были пройдены две канавы. В первой обнаружены три разрыва, отвечающие трем фазам активности. Вторая канава вскрыла зону разлома, активность которой возобновлялась четыре раза. На западе района преобладает сжатие, открытые трещины редки, внутри депрессии развивается складка высотой 10 м, сама впадина зажата между поднятиями. На востоке напротив, много грабенов, депрессия не деформирована, поднятия удалены. Клиновидная форма этой области растяжения говорит о горизонтальном вращении блоков по принципу домино, тогда как локальный изгиб нижнего крыла флексуры приводит к растяжению поверхностных слоев даже в условиях общего сжатия. Таким образом, Мишанская зона демонстрирует взаимодействие разномасштабных механизмов тектогенеза.

Разрывы Предгорной области. Скрытые надвиги под антиклиналями с глубиной выполаживаются в соленосных горизонтах. В условиях конседиментационного роста складок верхние слои изогнуты слабее древних, поэтому надвиги не проявляются на поверхности. На сводах антиклиналей Кухе-Манд и Шуе многочисленны продольные сбросы, отражающие растяжение их кровли.

3.4. Соотношения складок и разрывов.

В зависимости от типа и масштаба структур выделены следующие соотношения разрывных и складчатых деформаций: локальные надвиги ядер антиклиналей внутри тектонических зон, срыв по базальным солям при складчатости чехла, глубинные взбросы на границах тектонических зон с флексурами над ними, складки как форма рассеивания сдвиговых движений, локальные приразломные складки. На начальном этапе развития зоны преобладают флексурно-складчатые деформации. После главной

фазы смятия активными становятся блоковые движения, трансорогенные сдвиги и глубинные взбросы на границах продольных зон.

3.5. Выводы

Разлом Дена, отходящий к югу от Главного Современного сдвига, является самым активным его продолжением, переходящим южнее в систему дугообразных зон, выгнутых в сторону фронта орогена. Первая объединяет Казерунский и Фронтальный разломы. Вторая отвечает зоне Карабас. Их кинематика зависит от ориентировки. Их северные меридиональные части являются правыми сдвигами. Южнее, изменяя простирание на юго-восточное, они становятся взбросами и флексурам вдоль фронта Низкого и Высокого Загроса. Эта система разломов представляет форму диссипации движений, локализованных на севере в зоне Главного Современного сдвига, который южнее рассеивается между частными сдвигами Внешнего Загроса, одновременно преобразуясь в структуры поперечного к орогену сжатия.

Глава 4. Геодинамика и тенденции развития коллизии

4.1. Модель развития отдельной складчатой зоны

Исходные положения. Уточненная модель развития Внешнего Загроса основана на следующих положениях: 1) Аравийская плита равномерно сближается с Иранским массивом; 2) эвапориты в подошве чехла допускают его общий срыв; 3) деформации дискретно, от одной зоны к другой, омолаживаются к фронту орогена; 4) чем древнее зона, тем она выше; 5) позднее и интенсивнее всего деформируются фронтальные части зон; 6) фронтальные флексуры зон продолжаются глубинными взбросами фундамента; 7) развитие каждой зоны включает эпизод главной складчатости, за которой следует общий подъем зоны с виде ступени рельефа.

Развитие Внешнего Загроса состоит в поочередном вовлечении в деформацию все новых зон чехла, каждая из которых проходит цикл развития. Вначале перед орогеном возникают отдельные складки. В их ядрах появляются локальные надвиги, которые со временем объединяются в пределах базальной соляной толщи. Развиваясь с ускорением, этот процесс завершается срывом всей пластины чехла и ее смятием. Ослабление напряжений в подошве чехла усиливает напряжения внутри фундамента, в результате чего происходит его торошение, укорочение и утолщение, ведущее к изостатическому подъему новой складчатой зоны и превращению ее в зону орогена. При подъеме возникает глубинный взброс фундамента, ограничивающий ороген с

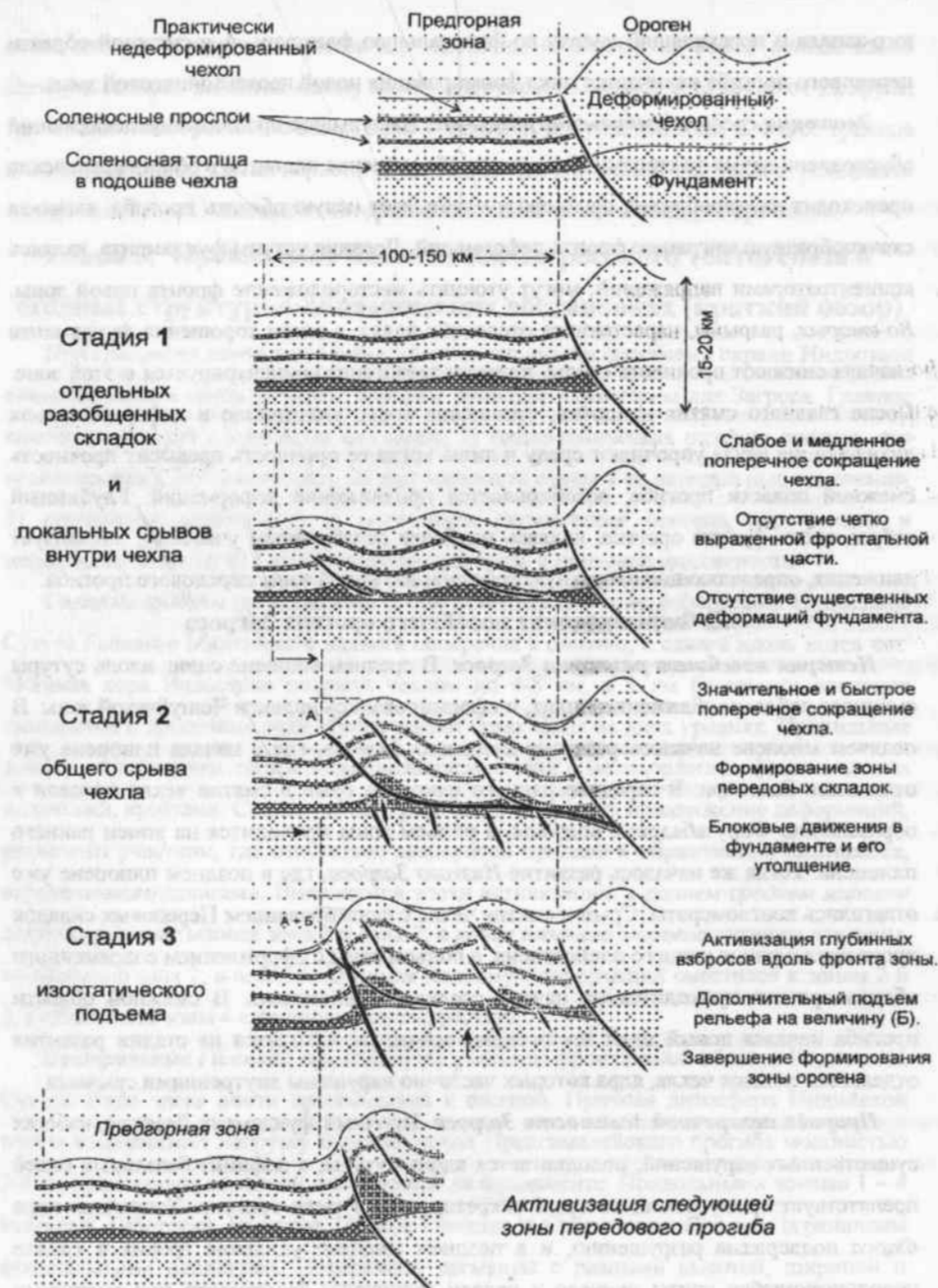


Рис.3. Модель формирования неотектонической зоны орогена Внешнего Загроса.

юго-запада и переходящий вверх во фронтальную флексуру. А в смежной области передового прогиба начинается цикл формирования новой неотектонической зоны.

Эволюция среды и импульсное развитие. Импульсное продвижение деформаций обусловлено двумя факторами. *Во-первых*, объединение надвигов в общий срыв чехла происходит лавинообразно, срыв сразу охватывает целую область прогиба, вызывая скачкообразную миграцию фронта деформаций. Древние уступы фундамента, являясь концентраторами напряжений, могут уточнять местоположение фронта новой зоны. *Во-вторых*, разрывы, нарастающее отслоение чехла, а затем торошение фундамента сначала снижают прочность среды, поэтому тектогенез концентрируется в этой зоне. После главного смятия напротив, утолщение коры, уплотнение и деформационная литификация чехла упрочняют среду и лишь когда ее прочность превысит прочность смежной области прогиба, возобновляется продвижение деформаций. Глубинный взброс вдоль фронта орогена, являясь наиболее ослабленным участком, локализует движения, определяющие начальную деформацию новой зоны передового прогиба.

4.2. Формирование новейшего орогена Загроса

История новейшего развития Загроса. В среднем миоцене сдвиг вдоль сутуры сменился лобовым сближением плит, и сформировались надвиги Чешуйчатой зоны. В позднем миоцене началось развитие *Высокого Загроса*, где с начала плиоцена уже отлагалась Бахтиари. В середине раннего плиоцена срыв и смятие чехла привели к образованию Фирузабадской подзоны, а подъем зоны приходится на конец раннего плиоцена. Тогда же началось развитие *Низкого Загроса*, где в позднем плиоцене уже отлагались конгломераты. Срыв и смятие чехла с формированием Передовых складок произошел в конце раннего плейстоцена, а подъем зоны с оформлением современного облика орогена приходится на начало среднего плейстоцена. В смежной области прогиба начался новый цикл тектогенеза, сейчас он находится на стадии развития отдельных складок чехла, ядра которых частично нарушены внутренними срывами.

Природа поперечной делимости Загроса. Прочный фундамент Дезфула, избегая существенных нарушений, пододвигается вдоль сутуры, а дефицит базальных солей препятствует срыву чехла, который аккретируется в тылу орогена. Утоненная кора *Фарса* подвержена разрушению, и в позднем миоцене усиление трения в кровле пододвигающейся плиты привело к началу торошения фундамента под внешними зонами орогена, где проскальзывание чехла по соляной смазке расширяло область его

складчатости. Ускоренное смещение чехла на юго-запад в Фарсе относительно Дезфула вызвало развитие между ними Казерунского сдвига. В отличие от Дезфула, где межплитная граница локализована в тыловой Чешуйчатой зоне, в Фарсе граница плит в процессе коллизии периодически смешалась к передовому прогибу, разделяясь на серию взбросов, каждый из которых вносит свой вклад в общее сокращение.

Глава 5. Проявление механизмов Загросского тектогенеза в сходных структурно-динамических обстановках (краткий обзор)

При сравнении изучаемого района с коллизионными орогенами окраин Индостана анализировались лишь те черты, которые наиболее характерны для Загроса. Главное внимание уделено следующим факторам: 1) геотектоническая позиция орогена, его ориентировка к движению плит, 2) расслоенность среды и ее латеральные изменения; 3) продольная зональность и поперечная сегментация орогена, его рельеф и морфология в плане; 4) стадии развития орогенеза и признаки цикличности.

Соляные хребты представляют собой фронтальную зону деформаций Индостана. Сутура Главного Мантийного надвига поперечна к сжатию, и сдвига вдоль пояса нет. Мощная кора Индостана покрыта чехлом до 4-8 км, а 1 км базальных вендских эвапоритов и эоценовые соли обеспечивают срыв чехла на двух уровнях. Продольные зоны 1 – 4 выражены дискретным снижением эрозии и метаморфизма, фронтальными надвигами, хребтами. Сегменты, где срыв чехла обеспечил продвижение деформаций, разделены участком, где отсутствие эвапоритов привело к образованию синтаксиса, ограниченного сдвигами. Выявляются эпохи активизации: в *раннем-среднем миоцене* деформированы тыловая зона 1 и зона 2; в *конце позднего миоцена* активны все зоны, но особенно зона 2; в *позднем плиоцене* максимум деформаций сместился к зонам 2 и 3, а активность зоны 4 еще продолжает нарастать.

Центральные Гималаи представлены участком фронтальной области Индостана. Сутура Инда здесь почти ортогональна к сжатию. Прочная литосфера Индийской плиты выдерживает нагрузку орогена, чехол Предгималайского прогиба мощностью 3-4 км представлен молассой, залегающей на фундаменте. Продольными зонами 1 – 4 являются Тибетские, Высокие, Низкие Гималаи и Субгималаи. Все они ограничены фронтальными надвигами. Поперечные сегменты с разными высотой, шириной и выраженностью тектонических зон разделены скрытыми нарушениями, где границы продольных зон скачкообразно изменяют свое положение. Выделяются четыре эпохи

активизации: в *эоцене* активны были зоны 1 и 2; в *раннем-среднем миоцене* активны зоны 1, 2 и 3; в *позднем миоцене* — *раннем плиоцене* активны зоны 2 и 3; с *позднего плиоцена* наиболее активны зоны 2, 3 и 4.

Сулеймановы горы являются зоной деформаций западного фланга Индостана по обе стороны от сутуры Зхоб (Кветты). Косое сближение плит вызывает левый сдвиг пояса. На утоненной коре чехол до 12 км включает 0.9 км базальных эвапоритов, а также пластичные сланцы триаса и мела. Глубина эрозии и высота снижаются к фронту орогена; выделяется зоны 1 — 4 с высотами до 2.2 км, 1.5 км, 1.0 км и 0.5 км. Сейсмичность приурочена к фронту деформаций. Сегменты орогена, где продольные зоны расширены и имеют приподнятые передовые складки, отделены сдвигами от синтаксисов, где отсутствие базальных эвапоритов вызывает аккрецию осадков в тылу орогена. Выявляются четыре эпохи активности: в *раннем эоцене*, в *раннем миоцене* и в *позднем миоцене* деформации из зоны 1 последовательно смещались во внешнюю зону 2. В *позднем плиоцене* были активны зоны 3 и 4.

Бирманские хребты на восточном фланге Индостана представляют собой область деформации Бенгальского передового прогиба. Ориентация тылового шва под острым углом к движению Индостана вызывает правый сдвиг вдоль пояса, реализующийся восточнее, вдоль разлома Сагайн. В тылу развита глубинная сейсмофокальная зона. На утоненной коре чехол мощностью более 20 км сложен рыхлыми толщами флиша и молассе. Выделяются тыловая чешуйчатая зона 1 высотой около 2.3 км, флишевая зона 2 высотой 1.2 км и внешние молассовые зоны 3 — 5 с высотами 0.6 км, 0.4 км и 0.2 км. Поперечная сегментация затушевана мощным чехлом, но и здесь два более низких и широких сегмента разделены синтаксисом, где тыловая зона особенно высока. Три этапа активности: в *среднем эоцене* были активны зоны 1 и 2; в *олигоцене* — *среднем миоцене* активны 1, 2 и 3 зоны; в *позднем плиоцене* активны 4 и 5 зоны.

Выводы. Фланговые позиции Загроса, Сулеймановых гор и Бирманских хребтов обеспечивают развитие тыловых продольных сдвигов, а Соляные хребты и Гималаи представляют ортогональную коллизию. *Прочность литосферы* в провинции Дезфул Загроса, в Гималаях и Соляных хребтах обеспечивает подъем тыловых частей орогена на 4-5 км и более, а в провинции Фарс Загроса, Сулеймановых и Бирманских горах торшение утоненной коры вызывает расширение зоны деформаций и снижение высоты орогена до 2-3 км. *Базальные соли* в провинции Фарс Загроса и в отдельных

участках Соляных и Сулеймановых хребтов обуславливают расширение продольных зон и подъем их передовых складок. В Бирманских хребтах и в отдельных участках внешних Гималаев глинистые толщи также ускоряют распространение деформаций, но зональность здесь нечеткая, без передовых складок. Отсутствие пластичного слоя в основании чехла тормозит продвижение деформаций и приводит к их концентрации в тылу орогена, как в секторе Дезфул Загроса, в Гималаях и в синтаксисах Соляных, Сулеймановых и Бирманских хребтов. Сегменты с разным стилем тектогенеза разделены поперечными сдвигами. При одинаковой толщине базальных эвапоритов в ряду, включающем Соляные хребты, провинцию Фарс Загроса и Сулеймановы горы, нарастание мощности и реологической однородности чехла вызывают: уменьшение ширины внешних зон за счет тыловых; снижение высоты орогена; сглаживание передовых складок. В Бирманских хребтах, где базальная толща чехла глинистая, дальнейшее нарастание его мощности и рыхлости вызывает дальнейшее снижение высоты гор и четкости отделения одной продольной зоны от другой.

Сопоставление истории развития районов выявляет три общих эпохи активизации после начального эоценового этапа коллизии: 1) позднеолигоцен-среднемиоценовую, 2) позднемиоцен-раннеплиоценовую, 3) позднеплиоцен-четвертичную. Каждая эпоха слегка омолаживается в западном направлении. В каждом районе от одной эпохи к другой активность смещается в более внешнюю зону. В восточных районах, особенно при лобовой коллизии, каждая эпоха представляет волну активизации, проходящую сразу несколько зон, но максимально проявляющуюся лишь в очередной из них. В западных районах, особенно при косой коллизии, активность реализуется в пределах одной очередной зоны, завершающей развитие за один цикл тектогенеза.

Заключение

Изучение грубой молассы Загроса показало, что она дискретно омолаживается на юго-запад. Ее появление связано с началом рельефообразования в зоне изучаемого разреза. В Чешуйчатой зоне это миоцен, в Высоком Загросе — граница миоцена и плиоцена, в Низком Загросе — начало позднего плиоцена, в Предгорной зоне — средний плейстоцен. В составе грубой молассы песчанистая нижняя часть постоянной мощности отражает начальное рельефообразование, а более грубая верхняя часть сокращается к фронту орогена и отражает главную фазу складчатости, после которой отложение грубой молассы внутри зоны прекращается в связи с ее общим подъемом.

Изучение активных разломов показало, что продольный Главный сдвиг северо-западного Загроса преобразуются на юге в диагональные сдвиги, переходящие далее в продольные взбросы и флексуры вдоль границ разновозрастных зон орогена. Смена разломного обрамления Аравии происходит на границе провинций Дезфул и Фарс с разными мощностью базальных солей и типом коры. Срыв крупных чешуй чехла и нарушение целостности фундамента в Фарсе вызвали распределение движений по нескольким разломам со смещением активности в сторону передового прогиба.

Уточненная модель Внешнего Загроса предполагает поочередное вовлечение в деформации зон передового прогиба, складчатость которых развивается с ускорением и завершается образованием особенно крутых передовых складок. Импульсное продвижение орогенеза обусловлено сочетанием общего срыва чехла с последующим изостатическим подъемом новой складчатой зоны. В тылу провинции Фарс Загроса подвиг литосферы Аравии в позднем миоцене сменился торошением фундамента Аравийской платформы и формированием разновозрастных складчатых зон чехла.

Сравнение Загроса с его структурными аналогами выявило зависимость характера тектогенеза и морфологии орогена от прочности фундамента поддвигаемой плиты и от мощности и состава ее чехла, которые зависят, в числе прочего, и от типа коры. Строение и особенности развития Загроса находят свое закономерное место в ряду сходных обстановок. Поэтому характер тектогенеза, выявленный на его примере, должен учитываться при исследовании областей, чья структура и динамические характеристики отвечают условиям предложенной модели.

Публикации по теме диссертации

1. Бачманов Д.М., Иванова Т.Р., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. Проблемы континентальной коллизии: современный коллизионный пояс Загроса. Тез. докл. совещ. «Общие вопросы тектоники. Тектоника России». М.: 2000, т. I, с. 36-40.
2. Бачманов Д.М. Возрастная зональность грубой молассы Внешнего Загроса и миграция новейшего орогенеза. Геотектоника, 2001, № 6, с. 90-94.
3. Bachmanov D.M., Trifonov V.G., Hessami, Kh.T., Kozhurin A.I., Ivanova T.P., Rogozhin E.A., Hademi M.C., Jamali F.H. Active faults in Zagros and Central Iran. Tectonophysics, 2002, vol. 311, in press.