

21. Уфимцев Г.Ф., Мяктова В.В. Тектонический рельеф Иркутского амфитеатра // Геотектоника. 2003. № 6. С. 43–52.
22. Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Рогожина В.А. Глубинная структура территории МНР. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. 94 с.
23. Косыгин Ю.А., Малышев Ю.Ф., Романовский Н.П., Уфимцев Г.Ф. Эффект выталкивания геологических тел по данным гравиметрии и плотностных характеристик горных пород (на примере Дальнего Востока) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 5. С. 1176–1180.
24. Красный Л.И. Очерк геологии Боливии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 1. С. 38–55.

ИЗК СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию
27.06.2011

ARCHED AND BLOCK UPLANDS OF THE CONTINENTS

G.F. UFIMTSEV

Summary

Neotectonic arched and block uplands are characterized by general uprise and have no intermountain basins and other inner depressions. These landforms have dimensions of structural zones, they are of arched, block, or charriage-thrust origin, occur in the young mountain belts, may be rejuvenated, regenerated or platform formations. Their origin sometimes may be accompanied by volcanism, but the leading role belongs to isostasy, lateral compression of the lithosphere, lifting of the rift shoulders on the shelf. Arched uplands often have sustained development through epochs of tectonic activity and denudation flattening.

УДК 551.4.032(–925.51)

© 2013 г. В.П. ЧИЧАГОВ

МОРФОСТРУКТУРА ПОЛИГЕНЕТИЧЕСКИХ РАВНИН: РАЗЛОМНАЯ ТЕКТНИКА (НА ПРИМЕРЕ СИНАЙСКОЙ ПУСТЫНИ)

Введение

Полигенетические поверхности выравнивания, или денудационно-аккумулятивные равнины, имеют длительную и содержательную историю изучения. Представления о полигенетических равнинах использовали В.М. Дэвис, Л. Кинг и ряд других ученых, А. Болиг и Р. Клейн ввели эти понятия в научную литературу [1, 2]. Ю.А. Мещеряков положил их в основу предложенной и разработанной им концепции о базисных полигенетических поверхностях выравнивания [3], которую позже стал разделять и автор [4]. Ю.А. Мещеряков основное внимание уделял изучению пликативных дислокаций равнин, отводя разломной тектонике второстепенную роль [3]. И только в последние годы своей жизни он стал изучать крупные линейные нарушения континентов по данным дешифрирования космических материалов, обнаружив и описав вместе с Д.С. Асоян в Сев. Африке линеамент протяженностью около 2500 км [5, 6].

Предлагаемая статья посвящена анализу роли разломной тектоники – линеаментов, разломов и блоков в формировании полигенетических равнин на примере Синайской пустыни – базисной аккумулятивно-денудационной поверхности выравнивания, расположенной на севере Синайского п-ова [7]. В рельефе полуострова преобладают аккумулятивные, преимущественно песчаные равнины дельтово-морского генезиса; они формируются во взаимодействии со смежными, расположенными севернее аккумулятивными равнинами средиземноморского шельфа и развивающимися южнее

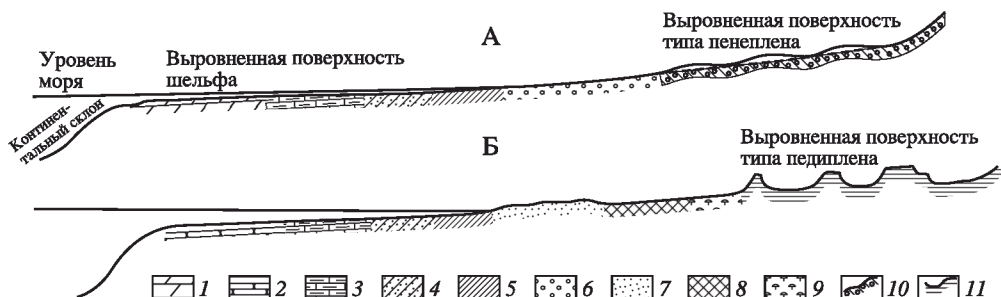


Рис. 1. Схемы строения базисных полигенетических поверхностей выравнивания

Фациальный профиль поверхности: А – в условиях гумидного климата [по 8, 9], Б – в условиях аридного климата [по 10].

Подводная морская равнина, сложенная осадками: 1 – органогенными (известняковая формация), 2 – органогенно-хемогенными (известняково-доломитовая формация); равнины: 3 – мелководная морская песчаноглинистая, 4 – абразионно-аккумулятивная, 5 – абразионная, 6 – дельтовая или аллювиальная, 7 – то же с эоловыми формами рельефа, 8 – такыровая, 9 – пролювиальная, 10 – эрозионно-аккумулятивные речные террасы; 11 – денудационная выровненная поверхность со столово-останцовыми возвышенностями типа педиплена

денудационными равнинами типа педиментов с островными горами (рис. 1). Он характеризуется сложным строением разломной тектоники, находящейся в резком противоречии со строением современного, преимущественно равнинного рельефа.

Полигенетическая равнина Синайской пустыни

Строение Синайской экстрааридной равнины полностью отвечает схемам строения полигенетических поверхностей выравнивания, изученных отечественными и зарубежными учеными Н.М. Страховым [8], М. Лефевром [9], И.П. Герасимовым [10], Ю.А. Мещеряковым [3] и др. Принципиальные схемы строения полигенетических равнин гумидных и аридных регионов практически сходны и различаются, главным образом, происхождением денудационных равнин – пенеплена в гумидной и педиплена в аридной схеме (рис. 1). На протяжении многих лет мне казалось, что в месте перехода аккумулятивных равнин в денудационные могут располагаться разломы: они угадывались в этой геоморфологической позиции. Судя по тому, что в аккумулятивном рельефе Северо-Синайской равнины преобладают крупные песчаные эоловые поля, постепенно обволакивающие цепочки сильно денудированных локальных поднятий, окруженных педиментами, и впадин, тектонические нарушения здесь древние, незначительной амплитуды и они, возможно, эпизодически активизировались в новейшее время и в современную эпоху.

Основные границы и структурные особенности современного рельефа Синайского п-ова четко видны на топографических картах и мелкомасштабных космических снимках (рис. 2). С севера его граница совпадает с ЮВ отрезком побережья Средиземного моря, с запада и востока полуостров ограничен рифтогенными красноморскими впадинами заливов Суэцкого и Акаба.

Вырезанный рифтогенной тектоникой клин Синайского п-ова представляет собой четко очерченную микроплиту. Она имеет близкое к симметричному строение, ее современная форма в плане – почти треугольник, острый угол которого направлен на юг. Анализ космических материалов и результаты геоморфологического анализа показали, что в пределах северной, равнинной части Синайской микроплиты в современную эпоху разломо- и блокообразование протекало в целом пассивно. Судя по строению главной флювиальной системы Синая – вадии Эль-Ариш (рис. 2), ее бассейн сформирован в обширной пологосклонной синклинали тектонической впадине. Расположенные с запада широтный и северо-восточный разломы древнего заложения практически

не обновились – сквозь толщи развитых на СЗ Синая эоловых песков они практически не просвечивают.

Западная окраина севера полуострова занята аккумулятивной песчаной равниной, сливающейся с восточной частью Ливийской пустыни вдоль цепочки водоемов, которую освоила прямая, меридиональная линия Суэцкого канала. Современный рельеф равнины представлен группой островных гор и крупным песчаным дюнным полем, более или менее стабильным в настоящее время, но активным в прошлом.

В рельефе выделяются две дугообразные зоны. Их облик различен в северной и южной частях Синайской пустыни. На севере преобладают поднятия и небольшие впадины, наиболее часто встречающиеся на СЗ полуострова. И те, и другие имеют правильные овальные очертания с обычным соотношением длинной оси к короткой от 1:2 до 1:1.5. Поднятия представлены цепочкой антиклинальных низких гряд, небольших островных гор, длительно и интенсивно моделированных сильными ветрами (рис. 3).

Среди множества островных гор рассмотрим группу в СЗ части Синайской пустыни. Их высоты варьируют от 35 до 650 м, все они имеют дефляционное происхождение и сохранились благодаря бронирующим слоям эоценовых (?) известняков. На профиле А2-А1 видно, что сильные ветры разрушили сложную антиклинальную складку и создали вдоль ее замка крупную ложбину. На профиле В2-В1 показано, как дефляция только начинает подрезать подножие неправильной антиклинальной островной горки. Профиль С2-С1 показывает, как дефляция из асимметричной антиклинальной складки создала куэстовый рельеф в западной ее части и рельеф скальных щеток в восточной, там, где пласты стоят на головах. Островные горы чрезвычайно устойчивы к дефляции (профили D2-D1 и E2-E1). Первая горка по-видимому достигла предельного состояния, вторая остановилась в своем развитии, будучи бронированной известняками. К тому же, судя по маломощному чехлу эоловых отложений в западной части горки, эта часть находится в ветровой тени.

Рассмотренные пять островных гор разделены слившимися подгорными и межгорными педиментами, расчлененные вадии и занесенными двигавшимися с запада эоловыми песками. Котловины имеют аналогичные очертания и размеры. Это обращен-

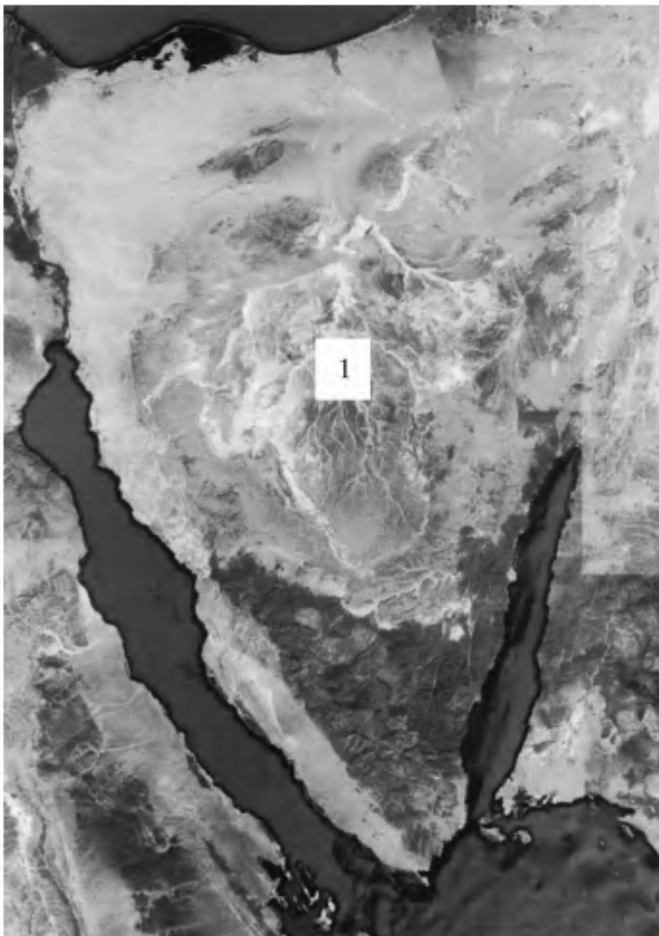


Рис. 2. Космоснимок Синайской микроплиты, сделанный МКС
1 – центр вадии Эль-Ариш

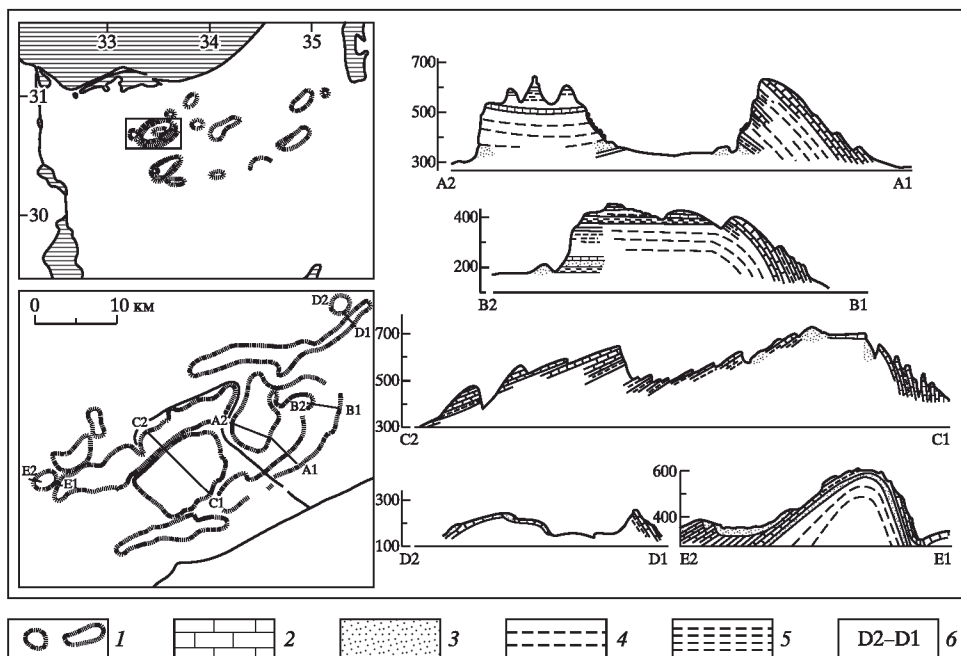


Рис. 3. Рельеф островных гор и окаймляющих их педиментов

1 – контуры островных поднятий, 2 – известняки, 3 – песчаники, 4 – алевриты, 5 – аргиллиты, 6 – номера профилей

ные формы, сформированные в пределах денудированных антиклинальных поднятий. Характерные представители антиклинальных хребтов и гряд Джебель-Еллег (1050 м абс.), Джебель-Магара (730 м абс.) и ряд других образуют складчатые структуры пояса Синайской дуги. В ядре низкорного поднятия Джебель-Еллег вскрыта кровля нубийского песчаника, в ядре горной цепи Джебель-Магара выходят мраморизованные известняки нижней юры, окаймленные моноклинальными крыльями меловых песча-

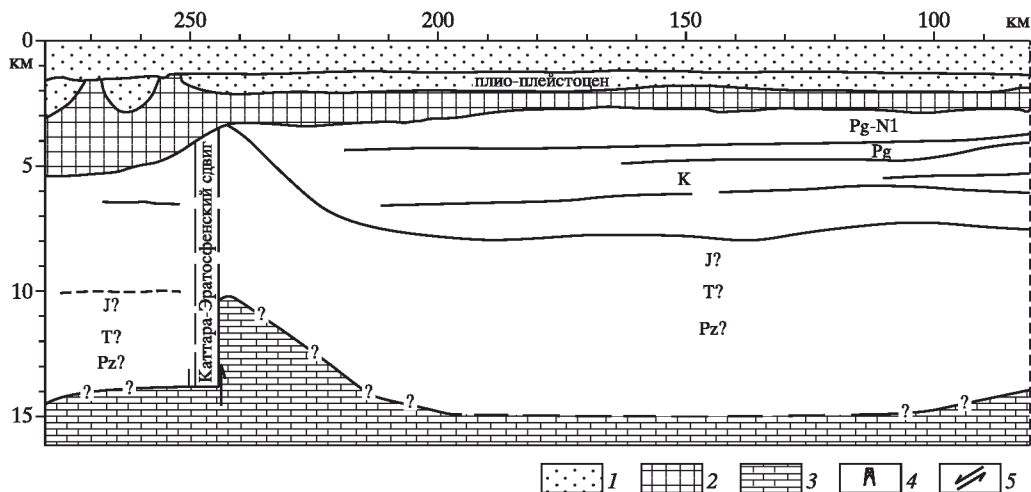


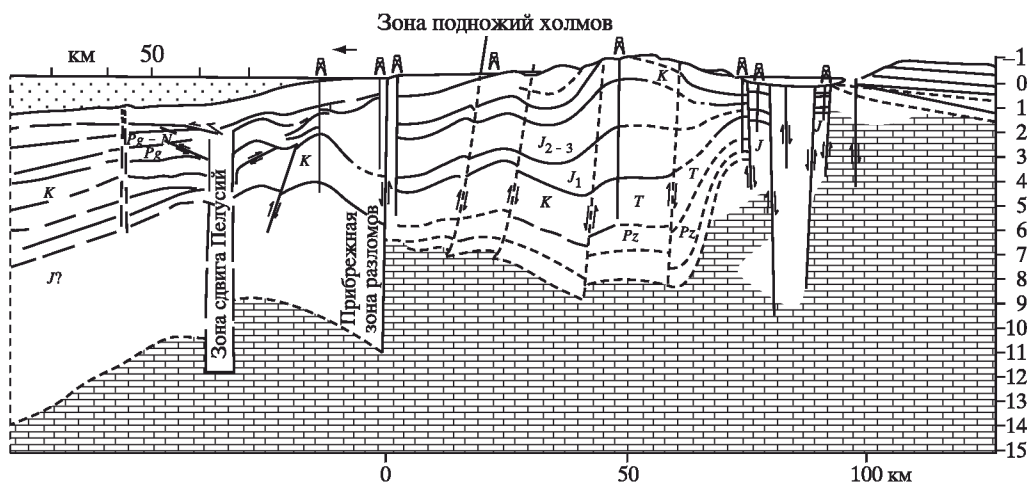
Рис. 4. Геологический разрез Северо-Синайской равнины. Западная (А) и восточная (Б) части (по [11])

1 – морские, речные и эоловые отложения плио-плейстоцена, 2 – миоцен, мессинский ярус, эвапориты, 3 – докембрий, 4 – глубокие скважины, 5 – разрывные нарушения и направления смещений по скважинам

ников. Последние отпрепарированы дефляцией и образуют резко очерченные гребни. Положительные формы чередуются с отрицательными – преимущественно котловинами выдувания. Эти формы образуют цепочки, которые, огибая ЮВ окраину Средиземного моря, к СВ плавно меняют простирание на субмеридиональное. Разрывные нарушения здесь в современном рельефе не выражены.

В южной части преобладают впадины, сформировавшиеся в сводах антиклиналей. Наиболее представительной из них является Джебель-Румман. Впадины также образуют цепочку, которая в центральной части имеет субширотное простирание, изменяющееся на востоке на северо-восточное. Образующий южными впадинами линейный ареал пересекает северную часть полуострова и упирается в обрубавшую их систему молодого и активного меридионального регионального Левантского разлома – в западные борта вадии Араба и впадины Мертвого моря. В современном рельефе северной морфоструктурной зоны Синая четко выражены две рассмотренные выше дуги, которые наследуют сложную систему разрывных нарушений. Последняя состоит из генерального, наиболее выдержанного по простиранию СВ разлома и коротких нарушений ЗСЗ, широтного и ВЮВ направлений. Сложное строение системы разломов позволяет предполагать блоковое строение фундамента равнины Сев. Синая.

Геологическое строение равнины резко несогласно с ее рельефом (рис. 4). Результаты геофизических исследований и глубокого бурения позволяют судить о четырех типах строения погребенного фундамента равнины, отражающего этапы его погружения на глубину от 1 до почти 14 км. На крайнем востоке, в аравийской части изучаемого региона породы древнего кристаллического фундамента залегают на глубине менее километра и перекрыты моноклинально залегающими отложениями докембрия, ордовика, юры и мела. Западнее крупной зоны сдвига Мертвого моря (Левантского разлома) фундамент резко понижается с глубины 3 до 7 км, а осадочный чехол начинается с пачки пород докембрия и разбит системой второстепенных нарушений, из которых наиболее западным является зона разлома у подножий денудационных холмов. Именно о разломе такого типа говорилось в начале раздела. В строении верхней части чехла появляются впадины, выполненные плио-плейстоценовыми осадками. К западу от зоны Прибрежного разлома до зоны сдвига Пелусий (рис. 4) кровля пород чехла погружается до глубин 9–10 км, а слагающие их древние осадки вверх по разрезу наращиваются палеогеновыми и неогеновыми отложениями, включая мощные соляные толщи



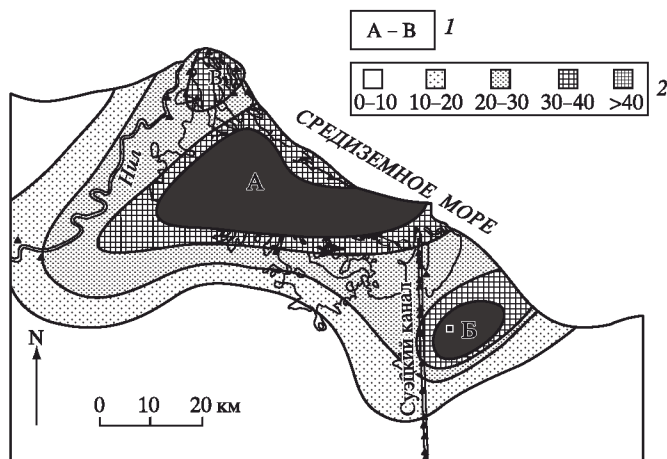


Рис. 5. Мощности голоценовых отложений на северо-западе Синая
1 – области голоценовых опусканий в дельте Нила с максимальными мощностями осадков (А – древней Нильской дельты, Б – Пелусий, В – Дамьетты), 2 – мощности голоценовых осадков от 0 до более 40 м

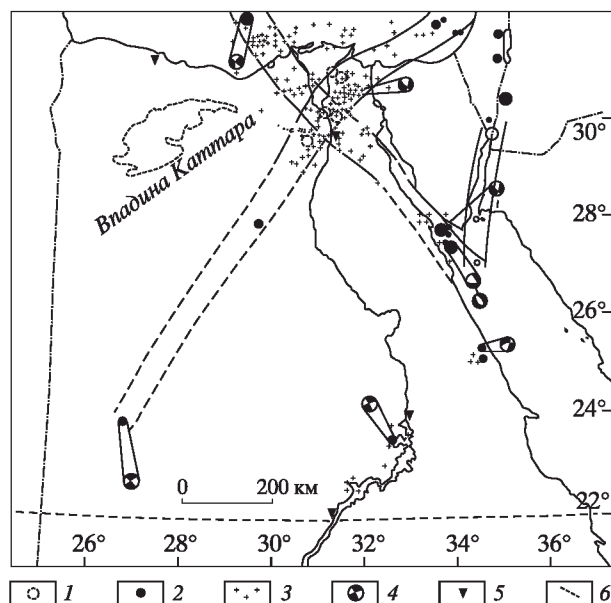


Рис. 6. Схема эпицентров землетрясений на северо-западе Синая
Землетрясения: 1 – крупные исторические, 2 – современные сильные, 3 – микроземлетрясения; 4 – фокальный механизм землетрясений, 5 – сейсмические станции, 6 – государственные границы

мессинского яруса миоцена и перекрывающих их плио-плейстоценовых отложений. Западнее зоны Пелусийского сдвига кровля фундамента погружается до 14 км, в районе зоны сдвига Каттара-Эратосфен повышается до 10 км, а к западу от нее снова опускается ниже 14 км. Таким образом, переход от Аравийской плиты к Сахарской представляет сложную квазиступенчатую систему структур, формирующуюся в условиях сочетания серии крупных зон сдвигов.

Систему составляют четыре типа платформенного чехла. Второй и третий залегают в основании изучаемой равнины севера Синая. В современном рельефе наиболее крупные зоны сдвигов выражены впадинами в двух случаях: в пределах зоны Мертвого моря и зоны Пелусий (рис. 4). Последняя расположена в восточной части дельты Нила и характеризуется голоценовыми опусканиями (рис. 5) и повышенной современной сейсмичностью (рис. 6). В процессе сокращения количества рукавов Нила в голоцене отмирание Пелусийского рукава, по видимому, связано как с тремя крупными наводнениями 813, 816 и 820 гг., которые забили рукав наносами, так и с процессами погружения востока дельты [12], которое в голоцене здесь превысило 40 м (рис. 5).

В пределах северной части Синайской микроплиты радарная съемка выявила многочисленные

погребенные песками речные долины, в верховьях которых были обнаружены озеровидные плоскодонные котловины – плайы [13]. Восстановленный рельеф эпохи климатического оптимума среднего голоцена свидетельствует о сложном взаимодействии

неотектонических движений, флювиальной и эоловой скульптуры в пределах севера Синай.

Ложем песчаного моря была обширная пологосклонная равнинная депрессия, простиравшаяся от района Суэцкого канала до устья вади Эль-Ариш, расчлененная густой сетью вади и озерных котловин [14]. В восточной части пустыни Сев. Синай расположена упоминавшаяся выше широкая, пологосклонная, синклинальная впадина вади Эль-Ариш (рис. 2). В связи с воздыманием антиклинального хр. Джебель-Налал эта наиболее крупная вади была вынуждена оставить свою расположенную западнее палеодолину и освоить новую, современную.

Северная экстрааридная пустыня Синай испытывает интенсивные антропогенные преобразования начиная с эпохи Древнего Царства Египта. Результаты изучения археологических памятников на СЗ Синай, восточнее Суэцкого канала в районе Кантара показывают, что природные условия вплоть до конца Нового Царства (1479–1069 гг. до н. э.) здесь были более влажными – семигумидными [15].

Синайская микроплита и ее глубинное строение

В результате рифтогенеза, проявлявшегося в регионе Красного моря начиная с олигоцена, древняя единая Нубийско-Аравийская равнинная морфоструктура распалась и между Аравийским п-овом и Африканским континентом, возникла Синайская микроплита – достаточно сложно построенная морфоструктура с преобладающим равнинным рельефом на большей части территории и низко- и среднегорными сооружениями на юге. По своему глубинному строению микроплита является рифтогенной клиноформной структурой. В северной части она резко асимметрична, испытывает тектонический стресс с ЮЗ на СВ, и ее фундамент имеет крутой наклон на СЗ, под дельту Нила.

По данным морских геофизических исследований, в современную эпоху активизируется разломная зона СЗ простирающаяся протяженностью 150 км, по диагонали секущая восточную окраину глубоководной части дельты Нила [16]. Зона состоит из серии трансформных разломов с четко выраженными правосторонними горизонтальными сдвигами. Она наследует выполненный мощными осадочными толщами грабен с линейными соляными грядами, небольшими хребтами и диапирами, сходными с аналогичными формами эпохи миоценового Мессинского соленосного кризиса. Возможно, зона формируется и на северном (морском) продолжении рифтовой системы Суэцкого залива. По этим данным, Синайская микроплита вторгается в восточную впадину Средиземного моря и является морфоструктурой смешанного – континентально-океанического генезиса. Древний фундамент региона резко погружается с юга на север и с востока на запад до 4 км [15].

Разломная тектоника полигенетической Северо-Синайской равнины

В работе В.П. Поникарова с соавторами в пределах северной равнинной части Африки и Аравии выделены две крупные дугообразные системы – зоны разломов древнего заложения: северо-синайская северная и северо-синайская южная [17] СВ и ВСВ простираются соответственно. В новейшее время эти системы, как показано выше, были пассивны в геодинамическом отношении и представлены соответствующими зонами развития рассмотренного выше денудационного рельефа с моделировкой эрозийными и эоловыми процессами.

Между двумя этими дугами на СВ полуострова расположен короткий линеймент, состоящий из более узких древних антиклиналей, которым в современном рельефе соответствуют котловины. Таким образом, на севере Синай две системы древних зон северо-синайских разломов представлены веером эшелонированных малоамплитудных поднятий и опусканий, причем этот веер раскрывается на СВ. Пространственное

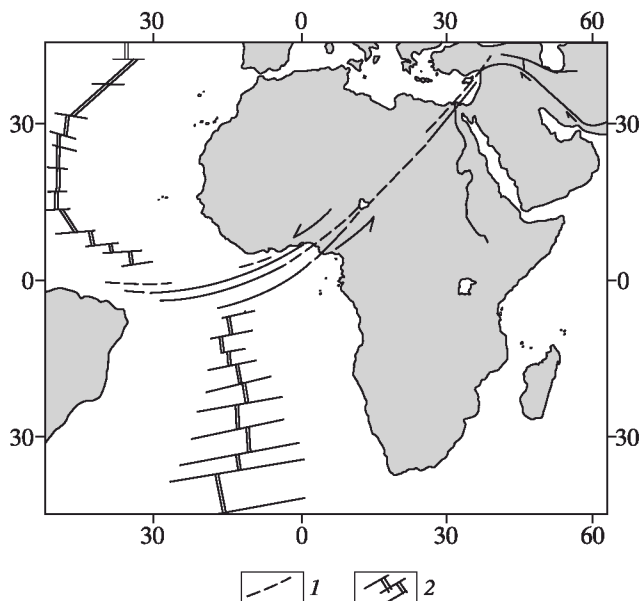


Рис. 7. Пелусийский линеймент

1 – положение Пелусийской линии – трансконтинентального сдвига, 2 – Срединно-Атлантический хребет, разбитый трансформными разломами (по [18] упрощенно)

дельты Нигера, и от дельты Нигера через Срединно-Атлантический хребет вдоль экваториальной зоны разломов до СВ Бразилии (рис. 7).

Центральная плита, в составе которой выделяются плиты более низкого порядка (Южно-африканская, Восточно-африканская, Арабская и Синайская), испытала левостороннее сдвиговое смещение вдоль Пелусийской линии по отношению к Северо-западной Африканской плите.

Отрезок Малая Азия – дельта Нила. В соответствии с моделью Д. Неева Центральная плита движется к северу с большей скоростью, чем соседние с ней Северо-западная Африканская и Иранская плиты. При движении на север она вклинивается между соседними плитами, создавая боковое сжатие. С запада Центральная плита ограничена Пелусийской линией, представляющей собой левосторонний поперечный разлом. Этот сдвиг проходит с СВ на ЮЗ примерно в 60 км от Средиземноморского побережья Израиля. На востоке границей плиты является разлом Загрос, по которому в основном происходит сдвиговое правостороннее смещение. Боковое сжатие, вызванное движением плиты, является причиной развития складчатых систем, тянущихся параллельно поперечным сдвигам, ограничивающих ее с обеих сторон. В северной части Центральной плиты, вблизи ее западной границы, развилась система глубоких разломов растяжения, ориентированных перпендикулярно Пелусийской линии – с СЗ на ЮВ; эта система включает Красное море, Изреэльскую долину (или долину Мегиддо) в Нижней Галилее (Израиль), а также вади Сирхан (рис. 7).

Два левосторонних сдвига расположены кулисообразно по обе стороны Пелусийской линии под углом к ней и предположительно связаны с ней генетически. К востоку от Пелусийской линии с олигоценового времени формируется разлом, проходящий через долину р. Иордан, Мертвое море и зал. Акаба. На западе развивается разлом, проходящий через впадину Каттара на севере Ливийской пустыни, Эль-Аламейн (север Египта, западнее Александрии) и подводную гору Эратосфен в 100 км к югу от Кипра. Левосторонние сдвиговые движения по второму разлому подтверждаются исследованиями Бен-Абрахама и др. [19], сделавших заключение о повороте на 20° против часовой стрелки подводной

распределение современных морфоструктур здесь предопределено планом древнего разломообразования. Границы Синайской микроплиты соответствуют крупным зонам разрывных нарушений. Они отделяют ее от расположенных к западу и востоку крупных Африканской и Аравийской плит и северной Анатолийско-Эгейской микроплиты.

Существенно иную схему разломной тектоники предложил Д. Неев [18]. Он выделил крупный трансконтинентальный дугообразный сдвиг – Пелусийскую линию – в пределах которого различаются три отрезка: от Анатолии вдоль восточного Средиземноморья до восточной границы дельты Нила, от дельты Нила через Африканский континент до

горы Эратосфен. Другие исследователи предположили, что массив Троодос на о-ве Кипр испытывал в послемеловое время вращение против часовой стрелки на 90° [20].

На приложенной к работе Д. Неева [18] карте аномалий силы тяжести Буге, составленной для восточного Средиземноморья и части Ближнего Востока, видно кулисообразное расположение трех левосторонних поперечных сдвиговых нарушений, относящихся к Пелусийской системе, а также относительно резкий переход от более легкой земной коры континентального типа на востоке к коре более близкой к океаническому типу (и соответственно более тяжелой) на западе, что можно проследить по всем трем линиям разломов. Более того, в пределах каждого компонента Центральной плиты, т.е. в пределах плит более низкого порядка, в северном направлении происходит постепенный переход от континентальной коры к коре более океанического типа (типа Тетиса). На карте также можно проследить ЮЗ продолжение Пелусийской линии и разлома Каттара–Эратосфен в глубь Африканского континента, несмотря на маскирующий эффект широтно ориентированных элементов в Средиземноморье.

Полученные геофизические данные, включая результаты сейсморазведки методом ОГТ (общей глубинной точки) отраженных волн, магнитной и гравиметрической съемок, подтвердили сделанные ранее Д. Неевом выводы о том, что Пелусийская линия представляет собой отрицательный структурный элемент, связанный с тектоническим сжатием. Собственно Пелусийская линия имеет ширину 10–20 км, и увеличение мощностей вдоль этой зоны имело место, начиная с мелового времени [18].

Комплексные археолого-геологические исследования на СЗ Синайского п-ова выявили следы двух фаз тектонической активности вдоль Пелусийской линии, в ходе которых происходило погружение, а также образование новых складчатых структур в примыкающих к Пелусийской линии складчатых системах СВ простираения [15]. Первая из этих двух фаз имела место в позднем железном веке (около 2700 л.н.), вторая датируется временем мамелюков (около XV в. н.э.). Более того, было выдвинуто предположение о том, что во время первой фазы (поздний железный век) тектонические процессы затронули также восточную окраину Синайской плиты и вся эта плита подвергалась тектоническим подвижкам

Отрезок через Африку до дельты Нигера. Поиски ЮЗ продолжения Пелусийской линии в пределах Африканского континента велись Д. Неевом с учетом того, что складчатая система Синай и Израиль была активной, начиная с позднего палеозоя, тогда как открытие Красного моря (включая Суэцкий залив), как и сдвиги по разлому Мертвое море–Акаба происходили лишь с олигоцена [18]. Таким образом, если эта складчатая система образовалась благодаря движению Центральной и Северо-западной Африканской плит в северном направлении, то южный конец этой складчатой системы не может находиться в Красном море и Центральная плита должна продолжаться дальше на юг, в область восточных пустынь Египта. Вопрос о продолжении линий Пелусийской и Каттара–Эратосфен на ЮЗ, почти до впадины Куфра в Ливии весьма непросто. Продолжение Пелусийской линии вкрест простираения Суэцкого залива, по-видимому, отмечает СЗ окончание тектонической структуры Красного моря (разлом растяжения) и свидетельствует о генетической связи между Красным морем и системой напряжений и деформаций в пределах Центральной плиты (рис. 7).

Согласно И. Клитчу [21], существенное изменение тектонического режима района Центральной Сахары, Ливии и Западной Пустыни произошло в позднем палеозое. Им было установлено, что именно с этого времени в рассматриваемом районе развиваются складчатые структуры СВ простираения, характеризующиеся надвиговыми нарушениями и заметной асимметрией в СЗ направлении. По его мнению, складкообразование – результат регионального тектонического сжатия, направленного с ЮВ на СЗ, которое прекратилось в третичное время. Эта складчатая система является аналогом и зеркальным отражением региональной системы компрессионных структур (структур сжатия), ориентированных на СЗ–ЮВ, которые сформировались восточнее Пелусийской линии в Израиле и на севере Синайской микроплиты. Асимметрия в СЗ

направлении, наблюдаемая в Центральной Сахаре и Ливии, скорее всего, обусловлена столкновением по касательной Северо-западной Африканской и Центральной плит, граница между которыми проходит по Пелусийской линии.

Как предположил Р. Наги с соавторами [22], тектонический шов и линеамент продолжают от дельты Нила до дельты Нигера, проходя через впадину Куфра, далее на ЮЗ через Бахр-эль-Газаль (запад Юж. Судана), оз. Чад и вдоль прогиба Бенуэ. Упомянутые исследователи охарактеризовали эту область как ослабленную зону земной коры, характеризующуюся присутствием удлинённых депрессий и обозначающую границу между древним кратоном в СВ Африке и Арабо-Нубийским щитом.

Отрезок между впадиной Куфра и дельтой Нигера хорошо выражен также гравитационной аномалией Буге того же порядка, как и Восточно-Африканская рифтовая система.

Согласно Р. Ферону, крупный тектонический прогиб, равный по значению рифтовой долине Африки, проходит с ЮЗ на СВ через Гвинейский залив, Камерунский прогиб, оз. Чад и далее к нагорью Тибести [23]. По утверждению К. Берки и Дж. Дьюи, возможно, что в течение 30 млн. лет (110–80 млн. л. н.) СЗ и ЮВ части Африки вели себя как самостоятельные плиты, испытывающие складчатые и сбросово-сдвиговые деформации; граница между ними четко выражена в виде линии СВ простираения на протяжении 1000 км от точки сочленения трех тектонических плит в Гвинейском заливе [24].

Завершая анализ тектонической эволюции Африки, Д. Неев отмечает, что хотя имеющаяся информация не указывает прямо на левосторонние смещения вдоль структурного шва Нигер–Нил, некоторые факты по-видимому свидетельствуют в поддержку этого предположения. В частности, это распределение докембрийских и раннепалеозойских кристаллических массивов в Сев. Африке и на Аравийском п-ове, а также перекрывающих их отложений.

Рассмотрение отрезка через Срединно-Атлантический хребет и экваториальные зоны разломов выходит за рамки нашей работы. Известными трудами Б. Хизена, М. Тарпа, К. Эмери и их соавторов доказано, что, резкие изгибы, характерные как для восточного побережья Африки и Срединно-Атлантического хребта, как и для повторяющего их очертания выступа северо-восточной Бразилии, обязаны своей конфигурацией левосторонним смещениям по многочисленным трансформным разломам, приуроченным к экваториальному поясу зон разломов. Закономерности распределения ядер архейского (старше 2600 млн. лет) фундамента Либерийского и Конголезского щитов в западной Африке, как и щитов Гвианского и северо-восточного Бразильского (от Сальвадора до Ресифи) в Южной Америке [24–26], могут указывать не только на наличие дрейфа континентов от Срединно-Атлантического хребта, но и на возможность левостороннего сдвига по системе экваториальных зон разломов.

Заключение

Изложенный выше материал по геологии и геоморфологии полигенетической Северо-Синайской экстрааридной равнины позволяет судить о серьезной роли разломной тектоники в ее эволюции и строении.

История разломообразования уходит в начало геоморфологического этапа развития Земли, в новейшее время разломная тектоника характеризовалась сравнительно скромными амплитудами вертикальных и латеральных смещений. Однако последние здесь широко развиты и проявления их весьма разнообразны.

Изложенный выше материал Д. Неева дает основания считать, что в прошлом происходили крупномасштабные левосторонние сдвиги вдоль Пелусийской линии в восточном Средиземноморье и вдоль экваториальных зон разломов в Атлантике. Эти две активные зоны, по-видимому, соединялись тектоническим швом, проходящим от дельты Нила к дельте Нигера. Таким образом, Пелусийская линия представляет собой дугообразный трансконтинентальный разлом, вдоль которого происходит левостороннее сдвиговое смещение Центральной плиты по отношению к Северо-западной Африканской плите.

Перемещение плит вдоль дугообразно изогнутой плоскости сдвига создавало эффект столкновения плит по касательной (*oblique collision*), порождавший ряд специфических структур прогибания, погружения и сжатия в результате бокового давления. Движения вдоль Пелусийской линии происходили с позднего палеозоя, вероятно, проявляясь в виде отдельных фаз. Они предшествовали начальным стадиям спрединга океанического дна по линии Срединно-Атлантического хребта, которые датируются поздним триасом–ранней юрой, причем значительная часть общего смещения была завершена еще до юрского времени. Однако, по крайней мере, часть подвижек по Пелусийской линии происходила синхронно со спредингом океанического дна. В настоящее время эпицентры землетрясений, приуроченных к этой линии, сосредоточены в основном на отрезке, пересекающем Срединно-Атлантический хребет [28]. Это может служить указанием на то, что на данном этапе Пелусийская линия тектонически не активна. С другой стороны, имеются приведенные выше данные, указывающие на то, что она была активна в недавнем прошлом и периодически активизируется в настоящее время.

Левостороннее сдвиговое смещение вдоль Пелусийской линии в пределах восточного Средиземноморья, Центральной Африки и Атлантического океана позволяет объяснить некоторые ярко выраженные структуры и образования, такие как: 1) механизм формирования складчатых структур СВ простирания на Синайской микроплите и одновременное развитие системы структур растяжения Красного моря, вадии Сирхан и Израильской долины; 2) уменьшение размеров океана Тетис и распад его на два бассейна в результате вклинивания Центральной плиты; 3) движение Африки на север при одновременном дрейфе ее в восточном направлении от Срединно-Атлантического хребта; и 4) очертания западной Африки (берега Гвинейского залива) и выступ на СВ Бразилии, а также резко выраженный сдвиг Срединно-Атлантического хребта, контролируемый приэкваториальными зонами разломов.

В строении и эволюции морфоструктуры полигенетической равнины Сев. Синай существовавшую роль играют проявления разломной тектоники – линейменты, разломы (в частности, сдвиги) и формируемые ими блоковые структуры. Разломообразование в пределах Северо-Синайской равнины проявлялось в виде веера малоамплитудных разрывных нарушений, раскрывающегося на В и СВ, а также системы разломов СЗ простирания. В результате наложения этих нарушений создавалась сложная блоковая система, выраженная в рельефе изучаемой равнины, и, возможно, проявившаяся в латеральных смещениях. На локальном уровне разломная тектоника представлена серией коротких малоамплитудных разломов, в результате взаимодействия которых формируется линия береговой зоны, контролируется простирание двух дуг останцовых гор. Это, по-видимому, наиболее активные нарушения, “работающие” в настоящее время. Именно вдоль них происходят современные землетрясения. В целом отличительной чертой разломной тектоники региона в новейшее время являются малые амплитуды вертикальных и горизонтальных движений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Baulig A. Surfaces d'aplanissement // *Ann. Geogr.* 1952. № 325. P. 61–80.
2. Klein Cl. Surfaces poligeniques // *Bul. Assoc. geogr. Franc.* 1959. № 282–283. P. 47–59.
3. Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965. 390 с.
4. Чичагов В.П. Равнинообразование в Центральной и Восточной Азии в ходе развития рельефа // Юрий Александрович Мещеряков. Воспоминания. Научные статьи. М.: Медиа-ПРЕСС, 2002. С. 94–121.
5. Асоян Д.С. Вклад Юрия Александровича Мещерякова в развитие нового научного направления – спутниковой географии // *Геоморфология.* 2013. № 1. С. 109–112.
6. Мещеряков Ю.А., Асоян Д.С., Миронов Б.П., Олейников И.Н. Спутниковая география. Предпосылки развития и некоторые задачи // *Изв. АН СССР. Сер. геогр.* 1971. № 3. С. 29–45.
7. Чичагов В.П. Аридная геоморфология. Платформенные антропогенные равнины. М.: Науч. мир, 2010. 520 с.

8. *Страхов Н.М.* Основы исторической геологии. М.–Л.: Гостеолиздат, 1948. 351 с.
9. *Lefevre M.A.* Surfaces d'aplanissement et neveau d'érosion // Tijdschr. Konkld. nederl. Aardrijkskundig genootschap. 1957. V. 74. № 3. P. 101–149.
10. *Герасимов И.П.* Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 100 с.
11. *Said R.* Geology of Egypt. Amsterdam–New-York: Elsevier, 1965. 378 p.
12. *Чичагов В.П.* Дельты крупных экстрааридных рек и формируемые ими равнины // Создание искусственных пляжей, островов и других сооружений в береговой зоне морей, озер и водохранилищ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2011. С. 362–368.
13. *Blumberg D.G.* Mapping exposed and buried drainage systems using remote sensing in the Negev Desert, Israel // Geomorphology. 2004. V. 61. № 3–4. P. 239–250.
14. *Kusky T., El-Baz F.* Neotectonics and fluvial geomorphology of the Northern Sinai Peninsula // Journ. of African Earth Sci. 2000. V. 31. № 2. P. 213–235.
15. *Worrel J.D.* Composition of Holocene sediments from abandoned peluastic Nile deposits, Northern Sinai, Egypt // AAPG Bul. July 1. 2002. V. 86(7). P. 115–118.
16. *Mascle J.* Marine geology evidence for Levantine-Sinai plate // Geology. 2000. V. 28. № 9. P. 779–791.
17. *Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Долгинов Е.А. и др.* О характере сочленения Аравийской платформы с альпийской геосинклинальной зоной // Сов. геология. 1967. № 2. С. 57–68.
18. *Neev D.* The Pelusium Line – a major transcontinental shear. Tectonophysics. 1977. № 38. P. 11–18.
19. *Ben Avraham Z., Shoham Y., Ginzburg A.* Magnetic anomalies in the Eastern Mediterranean and the tectonic setting of the Eratosthenes seamount // Geophys. Journ. R. Astron. Soc. London: 1974. V. 45. P. 105–123.
20. *Bourgoin A.* Sur les anomalies de la pesanteur en Syrie et au Liban // Beyrouth, Notes et Memoires, Musee National d'Histoire Naturelle. Paris. 1945–1948. № 4. P. 59–90.
21. *Klitsch E.* Die Strukturgeschichte der Zentralsahara // Geol. Rundsch. 1970. V. 59. P. 459–527.
22. *Nagy R.M., Ghuma, A., Rogers J.J.W.* A crustal suture and lineament in North Africa // Tectonophysics. 1976. V. 31. P. T67–T72.
23. *Furon R.* Geology of Africa // Tectonic deformation of the African Basement. London: Oliver and Boyd, 1960. P. 76–83.
24. *Burke K., Dewey J.F.* Two plates in Africa during the Cretaceous // Trans. Amer. Geophys. Union. 1974. V. 55. 445 p.
25. *Heezen B.C., Tharp M.* The physiographic diagram of the South Atlantic, the Caribbean, the Scotia Seas and the eastern margin of the South Pacific Ocean // Lamont Geol. Obs., Contrib. 1961. № 515. P. 131–147.
26. *Heezen B.C., Bunce E.J., Hersey J.B., Tharp M.* Chain and Romanche fracture zones // Deep-Sea Res. 1964. V. 11. P. 11–33.
27. *Emery K.O., Uchupi E., Phillips J. et al.* The continental margin off Western Africa: Angola to Sierra Leone // WHOI-74-99 Contrib. 1974. V. 3481. 152 p.
28. *Neev D.* Tectonic evolution of the Middle East and the Levantine basin // Geology. 1975. V. 3. P. 683–686.

Ин-т географии РАН

Поступила в редакцию
17.01.2012

MORPHOSTRUCTURE OF POLYGENETIC PLAINS: FAULT TECTONICS (SINAI DESERT AS AN EXAMPLE)

V.P. CHICHAGOV

Summary

The divergent cluster of faults – zone of large submeridional Pelusian arc, breaks Sinai microplate. Large sinistral displacement of this zone caused a set of geomorphic effects: formation of folded morphostructures of the Sinai microplate, development of morphostructures of the Red Sea rift, decay of the Thetis into two basins, northward movement of Africa, its Eastern drift from Mid-Atlantic ridge, and articulate latitudinal shear of the latter. During Cenozoic and recent epochs arc-like fault morphostructures were formed. Being superimposed on Pelusian zone structures, they form complicated network of block morphostructures, which undergoes movements of different directions. A set of short low-amplitude seismic faults controls the southeast part of the Mediterranean seashore.