

РАЗВИТИЕ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КИТАЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

А.О. Селиванов

Восточное побережье Китая, омываемое водами Желтого и Восточно-Китайского морей, располагается в различных климатических поясах, от умеренного до субэкваториального, и в различных структурно-тектонических зонах тихоокеанской окраины Азии. Большое разнообразие типов берегов, широкое распространение как поднятых, так и погруженных древних береговых комплексов, а также многообразие геолого-геоморфологических и историко-археологических данных делают восточное побережье Китая крайне интересным с точки зрения изучения развития рельефа морских побережий в плейстоцене-голоцене и изменений уровня моря за этот период. Автору довелось в разные годы совершить несколько геолого-геоморфологических маршрутов по различным участкам восточного побережья Китая, а также ознакомиться с результатами исследований китайских ученых.

Из-за интенсивной аккумуляции доголоценовые берега на равнинных участках побережья не всегда выражены в рельефе, но известно довольно много погребенных древних береговых комплексов. Вместе с тем, по данным бурения известно широкое распространение в Северо-Восточном Китае до высот 400–500 м раннечетвертичных (эоплейстоценовых) отложений, содержащих морскую микрофауну. Их относят к пекинской трансгрессии (2,4 млн л.н.) и трансгрессии йонгледиа (0,9–1,0 млн л.н.) [Yang, Xie, 1984]. Видимо, столь значительные высоты залегания соответствующих отложений обусловлены, в первую очередь, последующим неотектоническим воздыманием предгорий Большого Хингана и Внутренней Монголии.

На юго-западном побережье Восточно-Китайского моря, где к берегу выходят складчатоглыбовые сооружения гор Уишань, многие китайские исследователи выделяют несколько абразионных, реже абразионно-аккумулятивных морских террас. В классических работах 30–60-х годов Дэвид Лин описал на этом побережье серию морских террас на высотах 5–10, 15–25, 30–50, 100–130 и 400–500 м [Lin, 1983]. Две последние он относил к раннему и среднему плейстоцену, а остальные – к позднему. По данным В.Г. Лебеде-

ва [1968], отложения, имеющие несомненно морской генезис (илы и галечники), известны лишь на террасовидных поверхностях высотой не более 35–45 м. Обобщивший имеющиеся представления об антропогене Восточного Китая М.Н. Алексеев [1978] условно сопоставляет с сангамоном (риссвюрмом) 10–25-метровую террасу.

Серию четвертичных морских террас на высотах до 180 м, а местами – до 500–700 м до 70-х годов принято было выделять и на Шаньдунском полуострове. Проведенное в последнее десятилетие повторное геолого-геоморфологическое изучение этих объектов в большинстве случаев не подтверждает их прибрежно-морской генезис [Li et al., 1987]. Во время полевых маршрутов в районе гг. Циндао и Яньтай автор совместно с исследователями из Института океанологии АН Китая изучал обнажения «красноцветов люкуан», традиционно считавшихся типичными отложениями морской трансгрессии яодун начала позднего плейстоцена. Они представляют собой хорошо и отлично сортированные мелко-тонкозернистые послойно ожелезненные пески с косою слоистостью, характеризующейся малой горизонтальной протяженностью серий и самыми различными углами и направлениями их падения.

Морфоскопические исследования песчаных зерен из верхней слабосцементированной части толщи свидетельствуют об участии эоловых процессов в формировании этих отложений. Покровный характер залегания толщи, ее структурные и текстурные особенности, специфика споровопыльцевых спектров убедили авторов, как и китайских коллег, в континентальном происхождении «красноцветов люкуан». Некоторые китайские исследователи считают их отложениями перевеянных береговых дюн [Han, Meng, 1987], для чего, на наш взгляд, нет достаточных оснований. Вероятнее всего, отложения имеют аллювиально-делювиальное происхождение, а в верхней части сильно перевеяны. Они формировались в сравнительно холодных климатических условиях не позднее среднего плейстоцена. Не исключен даже позднеплиоценовый возраст «красноцветов люкуан».

Наиболее полным источником информации об истории развития побережий Восточного Китая в четвертичное время и хронологии колебаний уровня моря являются буровые материалы скважин на шельфе и побережьях и шельфе зал. Бохайвань¹ и Лайчжоувань Желтого моря, а также на дельтовой равнине р. Янцзы и прилегающем шельфе Восточно-Китайского моря [Liu et al., 1987; Wang et al., 1987; Zhao, Chin, 1985; Zhao et al., 1988]. В скважинах многократно чередуются морские и континентальные осадки, причем первые содержат раковины моллюсков, фауну фораминифер, диатомовую флору, а континентальные отложения – также мелкие кости млекопитающих. В дельте р. Хуанхэ мощность четвертичных отложений местами превышает 1,5–2 км, а в средней части шельфа Желтого моря уменьшается до 150–200 м. Датировки отложений выполнялись, в первую очередь, палеомагнитным методом.

Бохайское море за последние 300 тысяч лет не менее 5, а, возможно, и 7 раз поднималось до отметок, близких к современным, причем в максимальные фазы большинства трансгрессий затоплялись прибрежные низменности на его западном берегу. Оценки возраста морских трансгрессий основываются на палеомагнитных исследованиях колонок (рис. 1). Другие геохронометрические датировки для большинства трансгрессий отсутствуют, что делает оценки возраста крайне гипотетическими. Обе стадии трансгрессии каньчжоу, сопоставляемой с земским межледниковьем, например, моложе палеомагнитного эпизода блейк, возраст которого (108–114 тыс. лет) соответствует второй половине зема-сангомона. Вместе с тем теплопроводность трансгрессии каньчжоу (температура поверхностных вод на 6 градусов выше современной) косвенно подтверждает ее земский возраст. Трансгрессия сяньсянь по радиоуглеродным датировкам (28–33 тыс. л.н.) довольно уверенно сопоставляется со среднеюрским потеплением.

Отложения трансгрессии каньчжоу и сяньсянь наиболее широко распространены выше современного уровня моря на берегах зал. Бохайвань, Ляодунского и Западно-Корейского (рис. 2). Они изучены преимущественно в скважинах. Соответствующие береговые линии из-за огромной мощности голоценовых отложений, преимущественно дельтового генезиса, неизвестны, однако можно предполагать, что относительный уровень моря, по крайней мере во время трансгрессии каньчжоу,

¹ Следует иметь в виду, что в китайской литературе водное пространство зал. Бохайвань, Ляодунского и Лайчжоувань объединяется под названием Бохайского моря. – Прим. авт.

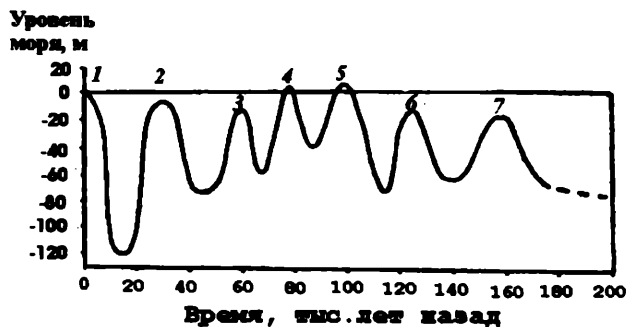


Рис. 1. Колебания уровня Бохайского моря за последние 200 тысяч лет по данным бурения на шельфе. По: Yang, Xie, 1984; Zhao et al., 1985, с дополнениями автора.

Цифрами обозначены трансгрессии: 1 – хуанхуа, 2 – сяньсянь, 3 – бохайская, 4 – каньчжоу II, 5 – каньчжоу I, 6 – баянгодань, 7 – аянгодань.

поднимался на несколько метров (не более 5–7 м) выше современного. Относительный уровень моря во время бохайской трансгрессии, судя по всему, не достигал современных отметок. Бурением на севере Желтого моря в створе Шаньдунского п-ова обнаружены древние береговые комплексы на глубинах от 16 до 39 м, датируемые по радиоуглероду от 25 до 42 тыс. л.н. [Liu et al., 1983].

Бурением установлено также, что в северной части дельтовой равнины р. Янцзы в течение по крайней мере 300 тыс. лет накапливались пресноводные озерные и аллювиальные осадки, а морские бассейны не распространялись далеко в пределы современной суши. Предполагается, что южнее современного русла Янцзы в плейстоцене существовало обширное озеро, которое несколько раз осолонялось при подъемах уровня моря до отметок, близких к современным. Современное озеро Тайху и небольшие озера Геху, Чангданху и другие являются реликтами этого озера. Согласно данным Института океанологии АН Китая, обширный морской залив, включавший оз. Тайху и другие озера, в четвертичное время формировался, по крайней мере, дважды: в середине позднего плейстоцена (40–22 тыс. л.н.) и в середине голоцена (8–5 тыс. л.н.) [Хан и др., 1987]. В заключительные фазы трансгрессий он становился огромной лагуной.

Проблема изучения истории развития рельефа этого района осложняется его равнинностью и крайне слабым распространением уступов, сложенных рыхлыми породами. Во время обследования местности одним из авторов в разрезе 15-метровой аккумулятивной террасовидной поверхности на северо-западном берегу оз. Тайху удалось обнаружить лишь один горизонт прибрежно-морских отложений в основании разреза.

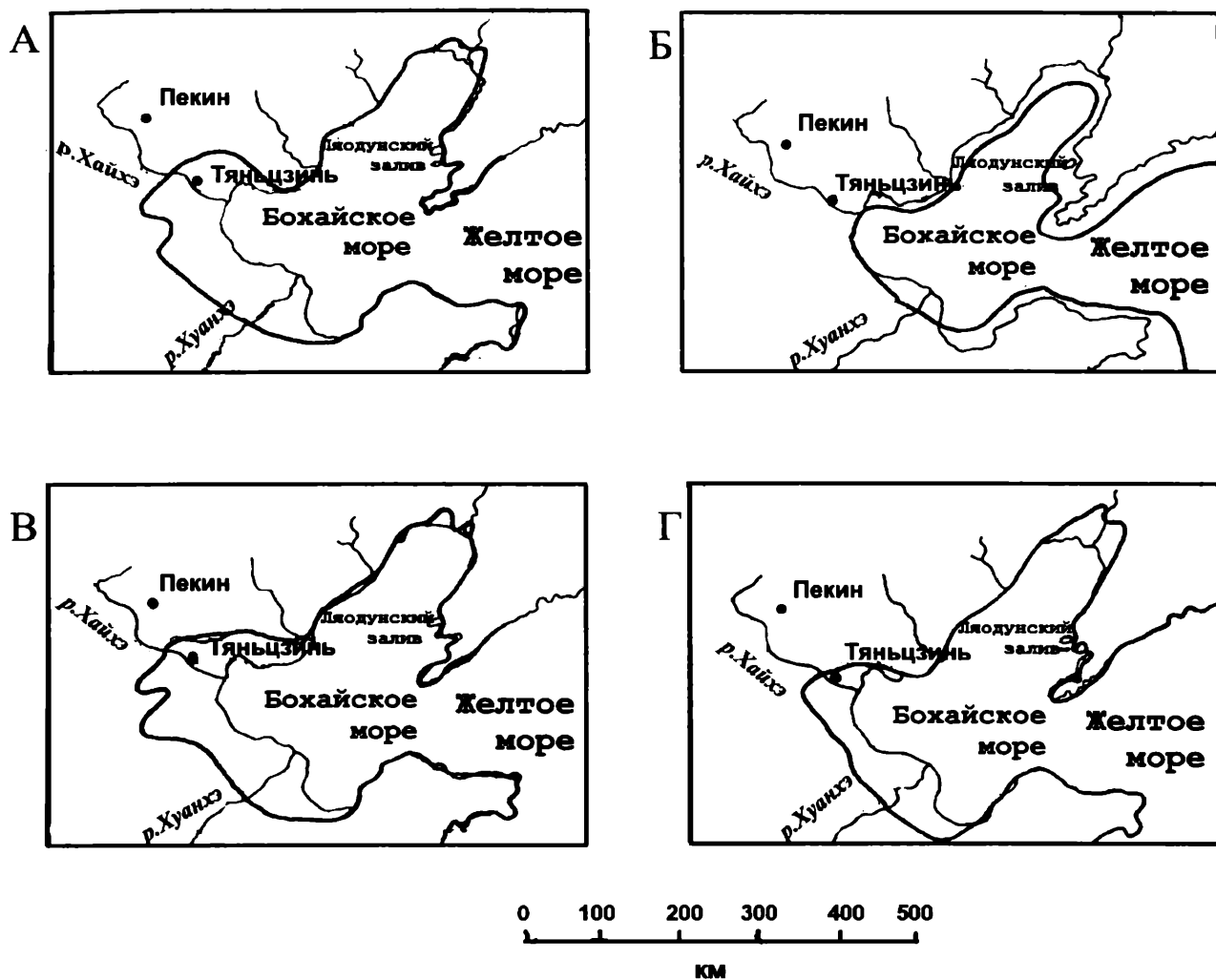


Рис. 2. Картограммы распространения позднечетвертичных трансгрессий Бохайского моря
 А - трансгрессия цанчжоу (114–70 тыс.л.н), Б – бохайская трансгрессия (65–53 тыс.л.н), В – трансгрессия сяньсянь (39–23 тыс.л.н), Г – трансгрессия хуанхуа (около 8 тыс.л.н.) (Zhao, Chin, 1985).

Они представлены хорошо сортированными среднезернистыми косослоистыми песками с обильными плохо сохранившимися раковинами двустворок. Согласно данным проф. Ванг Фубао и его коллег (Нанкинский университет), раковины датируются радиоуглеродным методом 27 422±786 л.н. Обильная фауна морских фораминифер подтверждает формирование этого слоя в морских условиях при солености, близкой к нормальной [Цао и др., 1989]. Выше залегают тонкозернистые серые пески без макрослоистости, сходные по составу с современными лессами Великой Китайской равнины. Вероятно, они формировались в сухую климатическую фазу позднего плейстоцена, когда уровень моря значительно понижался. Разрез венчают аллювиально-дельтовые суглинки и оторфованные илы, датируемые по радиоуглероду серединой голоцена.

Два горизонта мелководных морских отложений зафиксированы в скважине на северо-западном берегу оз. Тайху у г. Исинь, причем верхний из них датируется радиоуглеродным методом около 25–30 тыс. л.н. [Li et al., 1987b]. В скважинах, пробуренных на дельтовой равнине, которая отделяет рассматриваемые озера от современной береговой линии, прибрежно-морские и лагунные осадки, перекрытые позднеледниковыми континентальными отложениями и датируемые 18–27,5 тыс. л.н., залегают на отметках не выше минус 1,5 м [Li et al., 1987a]. Эту трансгрессию предварительно можно сопоставить с трансгрессией сяньсянь Бохайского моря.

В регрессивные фазы позднего плейстоцена Бохайское море полностью высыхало, а относительный уровень Желтого моря, судя по данным бурения на шельфе, опускался до отметок не ме-

нее минус 70 м [Liu et al., 1983], а в конце плейстоцена – еще ниже. На глубинах от 20–30 до 70–75 м в донных колонках обнаружено несколько горизонтов погребенных почв, по структуре и геохимическим особенностям сходных с современными почвами, развивающимися на лессах Китая [Wang et al., 1989]. На основании радиоуглеродных датировок и палеомагнитных сопоставлений они датируются около 70–60, 45–40, 23–20 и 11,7–11,5 тыс. л.н., то есть могут сопоставляться с четырьмя регрессивными эпизодами, известными в Бохайском море. В это время на о-вах Мяодао в прол. Бохайхайся, отделяющем Бохайское море от основной акватории Желтого моря, на отметках от плюс 70 м до минус 10–20 м формировались лессоподобные покровные толщи эолового генезиса [Сао et al., 1988].

Во внешней части шельфа Желтого и Восточно-Китайского морей между южной оконечностью Корейского п-ова и северным побережьем о. Тайвань на глубинах 100–110, 120–130, 130–140 и 150–160 м располагаются крупные виллообразные формы рельефа, сложенные песчано-ракушечным материалом. Они датируются радиоуглеродным методом от 24 до 15 тыс. л.н. Если они действительно представляют собой прибрежно-морские формы рельефа, то это означает, что в период наибольшего развития покровного оледенения суши в позднем плейстоцене все Желтое море, как и значительная часть Восточно-Китайского, становились огромной аллювиально-дельтовой равниной с очень сухим климатом. Береговая линия в Желтом море смещалась на 600 км к востоку, а дельта р. Янцзы простиралась на 300 км восточнее современной.

По мнению одного из ведущих исследователей четвертичного периода в Китае профессора Янг Хуайрена, столь низкое гипсометрическое положение береговых линий конца позднего плейстоцена обусловлено гидроизостатическим погружением края шельфа со времени ледникового максимума на 40–50 м [Yang, Xie, 1984]. Он обосновывает этот вывод, анализируя продольный профиль коренного ложа р. Янцзы в современном нижнем течении и на шельфе.

Начало поздне-последледниковой трансгрессии хуанхуа датируется в зал. Бохайвань 10,8 тыс. л.н. [Li et al., 1987 a], а в Желтом море – около 14 тыс. л.н. [Liu et al., 1983]. Ее отдельные стадии фиксируются на шельфе Восточного Китая несколькими сериями древних береговых линий, представленными песчано-ракушечными валами и лагуноподобными понижениями, сложенными оторфованными илами. Выделяется до 5 флюктуации относительного уровня моря до

достижения им максимальных отметок в среднем голоцене (рис. 3). Наиболее быстрый подъем уровня моря с отметки -83 до -35 м происходил в Восточно-Китайском море в период с 13 150 до 12 400 л.н. [Yang, Xie, 1984]. Скорость подъема относительного уровня моря достигала при этом 64 мм/год (!). Столь быстрое развитие трансгрессии способствовало захоронению древних береговых комплексов во внешней части шельфа.

Однако уже около 12 000–11 850 л.н. уровень моря понизился до минус 40–60 м. Отдельные позднеледниковые понижения относительного уровня моря на 5–15 м за несколько столетий сопоставляются с дриасовыми похолоданиями.

На границе плейстоцена и голоцена, около 10,1 тыс. л.н., в прол. Бохайхайся, соединяющем «Бохайское море» с Желтым, на глубинах 30–40 м формировалась древняя дельта пра-Хуанхэ [Ren, Zheng, 1980]. Последующие стадии ингрессии моря в зал. Лайчжоувань и Бохайвань фиксируются несколькими комплексами погруженных береговых линий на северном шельфе Шаньдунского п-ова на глубинах 24–27 и 15 м. Они датируются соответственно 9–9,1 и 8,5 тыс. л.н.

В южной части дельты р. Янцзы относительный уровень моря к началу голоцена достиг отметки минус 30 м [Yang, Xie, 1984] или даже минус 20 м [Li et al., 1987b]. Судя по высотным отметкам и возрасту вскрытых скважинами эстуарных отложений в этом районе побережья, от 9 до 5,9 тыс. л.н. уровень моря поднялся с минус 8–10 до 0 м.

История развития крупнейших дельтовых равнин в последние 6–7 тыс. лет, как и в максимальные фазы предшествующих трансгрессий, определялась соотношением сравнительно небольших изменений уровня моря и изменчивости поступления аллювиального материала вследствие миграции устьев рек Хуанхэ и Янцзы. Голоценовая морская трансгрессия в низовьях реки Янцзы, датируемая от 8 до 3 тыс. л.н., не распространялась вглубь современной суши дальше, чем на 40–50 км [Li et al., 1987a]. Устойчивое соединение оз. Тайху с морем, по последним данным, маловероятно. Это подтверждается и широким распространением археологических памятников и местонахождений фауны млекопитающих среднего голоцена в удаленной от моря части равнины, отделяющей озеро от современной береговой линии [Yang, Xie, 1984]. Вместе с тем, эпизодическое поступление небольшого количества соленых вод в озера могло происходить при экстремальных штормовых нагонах. Возможно, следами таких событий являются находки свежих раковин устриц и единичных соло-

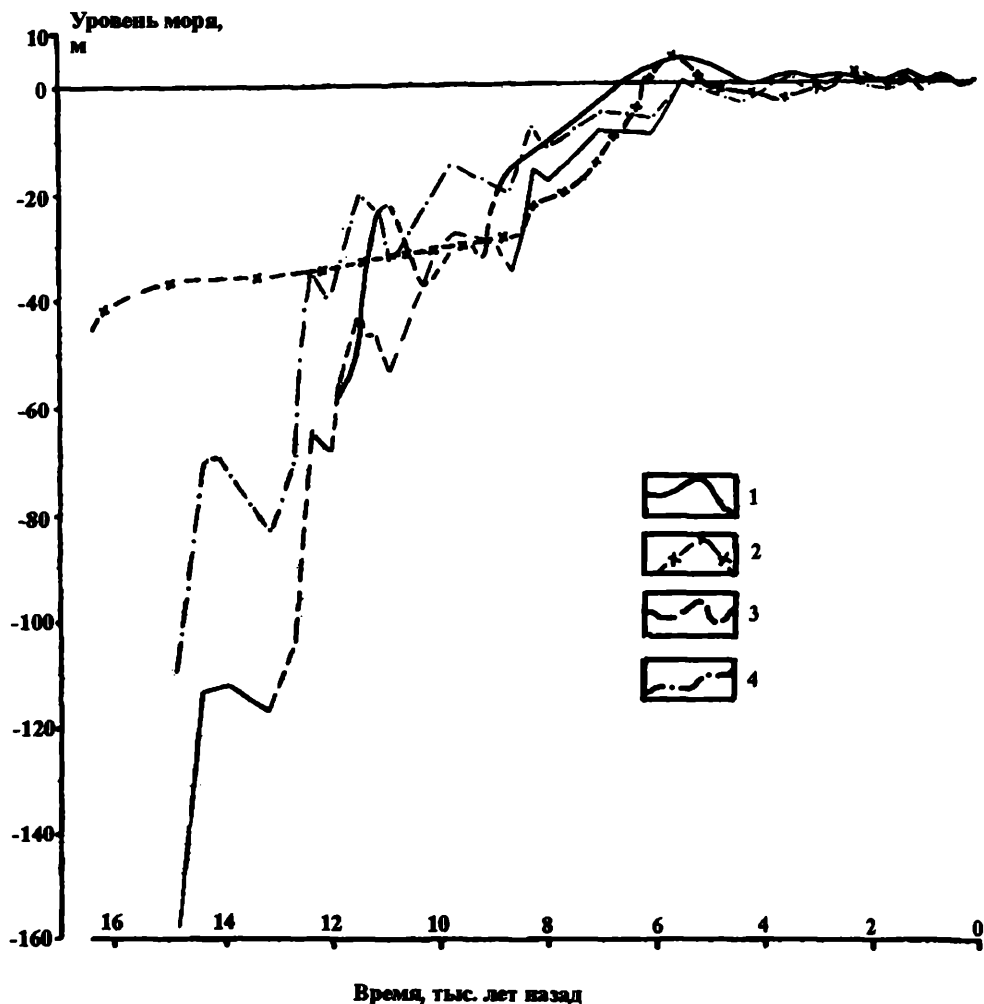


Рис. 3. Изменения уровня моря в различных частях побережья Китая за последние 16 тысяч лет
 1 – побережье Шаньдунского п-ова [Geng et al., 1987], 2 – побережье Южно-Китайского моря [Huang et al., 1987], 3 – восточное побережье Китая, по: [Yang, Xie, 1984], с дополнениями автора, 4 – то же с поправкой на гидростатическое погружение края шельфа.

новатоводных фораминифер на восточном побережье оз. Тайху в приповерхностных отложениях бесспорно голоценового возраста, которые раньше рассматривали как аргументы в пользу обширной голоценовой трансгрессии [Хан и др., 1987]. Высотные отметки этой равнины местами не превышают 5–6 м, поэтому средний относительный уровень моря в голоцене, видимо, не превышал плюс 2–4 м. Судя по темпам накопления фаций, индицирующих уровень воды в дельте Янцзы, относительный уровень моря около 6–5 тыс. л.н. мог повышаться со скоростью около 8,6 м за тысячелетие [Янг, 1989].

На дельтовой равнине рек Хайхэ и Хуанхэ (западное побережье зал. Бохайвань) море наиболее широко распространилось в голоцене уже около 8 тыс. л.н, а 7,7 тыс. л.н. началось пониже-

ние относительного уровня моря, прерванное меньшей, судя по распространению отложений, трансгрессивной фазой 6,3–5,8 тыс. л.н. [Ли и др., 1989].

Важнейшим геоморфологическим феноменом дельтовых равнин Восточного Китая являются ченьеры. Они представляют собой пологие песчано-ракушечные валообразные формы рельефа вдольберегового простираения высотой от 0,5 до 4 м и шириной от 20 до 300 м, расположенные на равнинах, сложенных супесчано-илистым материалом, и являются одними из крупнейших форм такого типа в мире. Наиболее характерны они для западного побережья зал. Бохайвань – современной дельтовой равнины р. Хуанхэ, для побережья зал. Хайчжоувань, где располагается одна из древних

дельт этой реки, и для современной дельтовой равнины р. Янцзы в районе Шанхая. На этих участках побережья Восточного Китая в рельефе довольно отчетливо выделяются 3–5 или даже 8 ченьеров, протягивающихся вдоль берега на расстояние до 100 км. В дельте р. Янцзы они довольно уверенно датируются радиоуглеродным методом от 6,8 до 4,3–3,5 тыс. л.н., реже – до 0,7–0,6 тыс. л.н. [Liu, Cao, 1987; Yan et al., 1989; Ли, Ли, 1987]. В целом радиоуглеродный возраст ченьеров уменьшается по мере приближения к современной береговой линии. Это дало основание многим исследователям считать их разновозрастными и связывать с отдельными трансгрессивными фазами уровня моря в среднем-позднем голоцене. В районе Шанхая последовательные серии ченьеров чаще всего датируются около 6; 5,4; 3,9; 3,2; 2,0; 1,2 и 0,8 тыс. л.н. [Liu, Walker, 1989], а на побережье зал. Бохайвань – около 5,2–4,0; 3,9–2,7; 2,5–1,1 и 0,8–0,5 тыс. л.н. или в среднем 4,5; 3,3; 1,8 и 0,7 тыс. л.н. [Zhao, 1989].

Детальное изучение вещественного состава отложений, слагающих ченьеры Восточного Китая, началось лишь в последнее десятилетие [Liu, Walker, 1989; Zhao, 1989]. Обычно они представлены мелко- и тонкозернистыми кварцевыми песками со значительной (иногда более 50 процентов) примесью ракушечного материала различной степени сохранности. Судя по нашим наблюдениям ченьеров к югу от Шанхая, текстурные и структурные особенности свидетельствуют о формировании их при невысоком уровне воздействия. Чаще всего ченьеры заметно вогнуты со стороны моря и не образуют линейных валообразных форм длиннее 1–1,5 км. Обломки раковин моллюсков принадлежат представителям родов *Cyline*, *Mastra*, *Meretrix*, *Ostrea* и др., характерным для современных приливных осушек. Это вполне естественно, учитывая, что ченьеры располагаются в пределах древних приливных дельтовых равнин в условиях избытка обломочного материала.

Возможность использования ченьеров в качестве индикаторов существенных изменений относительного уровня моря в среднем-позднем голоцене в последние годы подвергается сомнению многими исследователями (см. подробнее: [Селиванов, 1992]). Среднеголоценовые ченьеры чаще всего располагаются у современного среднего уровня полной воды, а расширение базы радиоуглеродных датировок заставляет усомниться в разновозрастности отдельных ченьеров на конкретном участке побережья. В некоторых случаях, как например на северном побережье зал. Бохайвань ракушечные ченьеры

могли формироваться у уровня малой воды или еще ниже, а впоследствии надстраиваться вверх [Li et al., 1987]. Скорее всего, формирование отдельного ченьера определяется прежде всего изменением объема поступления аллювиального материала вследствие миграций устьев крупнейших рек, в данном случае Хуанхэ и Янцзы, хотя хорошо развитый ченьер-плейн несомненно свидетельствует о сравнительно длительном стоянии уровня моря на той или иной высоте [Селиванов, 1992].

Богатейшим источником информации о перемещении береговой линии и миграции равнинных рек являются в Китае различные исторические документы. Они, в частности, свидетельствуют о значительных перемещениях русла р. Хуанхэ в нижнем течении по Великой Китайской равнине в последние 3 тысячелетия (рис. 4). Сопоставление возраста различных дельт р. Хуанхэ с радиоуглеродным возрастом отдельных генераций ченьеров свидетельствует, что формирование последних происходило после накопления значительных масс аллювиального материала и перемещения русла в другую часть дельтовой равнины. При этом воздействие волновых факторов на побережье в покинутом рекой участке усиливалось.

Так, за периодом стока р. Хуанхэ в зал. Хайчжоувань Желтого моря в XV – середине XIX вв. последовало развитие современных ченьеров этого участка побережья, датируемых не более 100 л.н. На западном побережье зал. Бохайвань после завершения формирования так называемой тяньцзиньской дельты р. Хуанхэ в 11 в. н.э. (рис. 4Б) произошла ингрессия моря в пределы современной суши, вызванная, в первую очередь, прекращением поступления аллювиального материала, а не подъемом относительного уровня моря [Han, Meng, 1987]. К югу от тяньцзиньской дельты вскоре началось развитие второй генерации ченьеров этого района (в среднем 1,8 тыс. л.н), а за периодом формирования еще одной древней дельты (рис. 4В) в конце XI в. последовало развитие наиболее молодых ченьеров (около 0,7 тыс. л.н).

В эти периоды наращивание дельты сменялось переработкой ее морского края волноприливным полем и частичным размывом, следы которого довольно хорошо выражены у подножия многих ченьеров. В низовьях р. Янцзы развитие ченьеров связывается с перераспределением стока между северным и южным рукавами дельты реки [Liu, Walker, 1989]. Однако влияние изменений относительного уровня моря в среднем-позднем голоцене на формирование отдельных

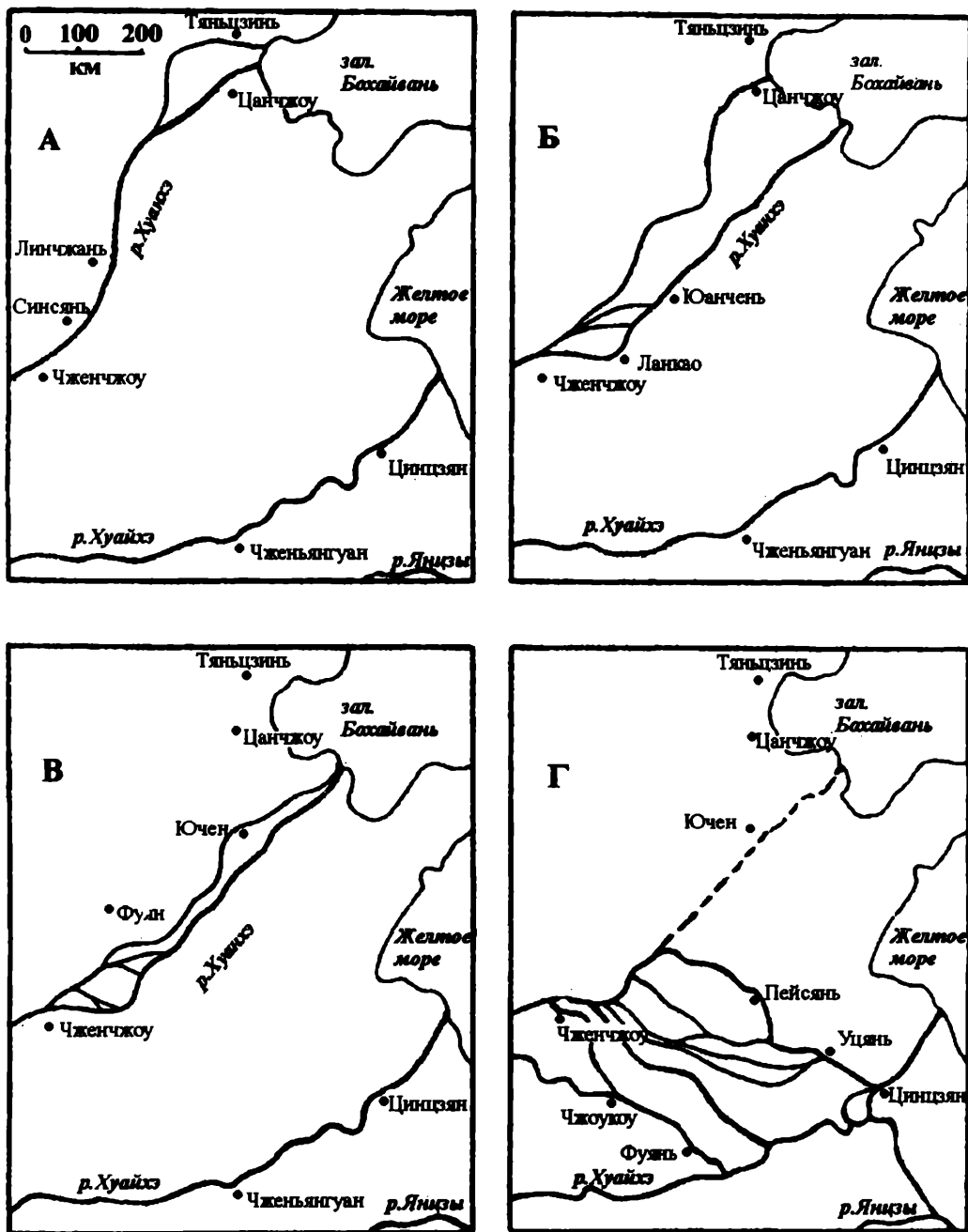


Рис. 4. Картограмма расположения рукавов нижнего течения рек Хуанхэ и Хуайхэ на Великой Китайской равнине. По: [Wang, He, 1989], с дополнениями автора

А – 3400–602 гг. до н.э.; Б – 601 г. до н.э.–II век н.э.; В – 12–1127 гг. н.э.; Г – 1128–1854 гг. н.э.

ченьеров в условиях очень малых уклонов в береговой зоне также нельзя полностью отрицать.

В любом случае, изучение прибрежных равнин с ченьерами (ченьер-плейн) позволяет прийти к выводу, что относительный уровень моря, близкий к современному, а, вероятно, и несколько превышавший его, был достигнут в Восточ-

ном Китае не позднее 6,5–7,0 тыс. л.н., а затем испытывал лишь небольшие колебания. После замедления подъема уровня моря происходило очень быстрое наращивание суши в пределах дельтовых равнин вследствие избыточного поступления обломочного материала. Наступание суши в районе зал. Хайчжоувань, где поступле-

ние аллювиального материала было не столь значительным (на 120–150 км с середины голоцена) может служить свидетельством довольно существенного превышения современного относительного уровня моря в середине голоцена на этом участке побережья.

На Ляодунском и Шаньдунском п-овах, а также в зал. Ханчжоувань и к югу от него на побережье выше современного уровня моря довольно широко распространены как разнообразные абразионные, так и аккумулятивные береговые формы рельефа послеледникового возраста. К последним относятся располагающиеся в вершинах бухт серии береговых валов высотой до 6–8 м над уровнем моря, которые отчленяют очень небольшие линейно вытянутые лагунообразные понижения, заполненные илами и торфяниками; древние песчано-илистые приливные осушки, реже – причлененные террасы, а также специфические образования эстуарных областей умеренного пояса – «остракодовые рифы», развивающиеся обычно у уровня малой воды [Нап, Meng, 1987]. На абразионно-аккумулятивных бухтовых берегах Шаньдунского п-ова довольно многочисленны также древние аккумулятивные формы типа томболо. Различные песчано-гравийные аккумулятивные формы восточного побережья Шаньдунского п-ова в районе г. Циндао обследованы авторами данной статьи и могут рассматриваться как типичные пересыпи и переймы.

Имеется несколько десятков радиоуглеродных датировок причлененных береговых форм, древних приливных осушек, «остракодовых рифов» Шаньдунского п-ова. До этим данным наиболее высокий уровень моря, достигавший отметок +4+5 м, а местами – до +8+10 м, наблюдался от 6 до 5 тыс. л.н., а впоследствии происходили его затухающие колебания размахом от 5–6 до 1–2 м (рис. 3). При этом трансгрессивные фазы датируются 3,8–3,2; 2,8–2,3; 1,6–1,2 и 0,8–0,7 тыс. л.н. Судя по высотным отметкам и возрасту «остракодовых рифов», в частности в зал. Цзяочжоувань у г. Циндао на восточном побережье Шаньдунского полуострова, современный уровень моря в ходе послеледниковой трансгрессии мог быть превышен уже 8,2–8 тыс. л.н. [Нап, Meng, 1987].

Около 6,2 тыс. л.н. формировались наиболее высокие голоценовые аккумулятивные береговые формы на побережье Западно-Корейского залива (северная часть Желтого моря). В последние 4,7 тыс. лет здесь происходило постепенное понижение относительного уровня моря с замедлением этого процесса 4,5–4; около 3; 2–1,5 тыс.

л.н. и в последнем тысячелетии, что фиксируется береговыми формами меньших размеров и степени выраженности [Фу и др., 1989]. Максимальный уровень моря в голоцене составлял здесь +5+6 м.

Таким образом, на большинстве побережий Желтого и Восточно-Китайского морей наибольший относительный уровень моря в середине голоцена превышал современный на несколько метров, хотя конкретные оценки превышения современного уровня моря для отдельных участков побережья Китая кажутся авторам завышенными. По совокупности данных, наибольший уровень моря у восточного побережья Китая отмечался около 7–6,5 тыс. лет назад и достигал примерно +3+4 м.

Характерно, что на большей части побережий относительный уровень моря в максимальную фазу послеледниковой трансгрессии был выше, чем во время любой из плейстоценовых трансгрессий. Лишь на западном побережье зал. Бохайвань, то есть на дельтовой равнине р. Хуанхэ и Хайхэ, и в южной части дельтовой равнины р. Янцзы отложения послеледниковой трансгрессии в пределах современной суши распространены на меньшей площади, чем отложения позднечетвертичных трансгрессий цанчжоу и сяньсянь. При этом наибольшим распространением здесь пользуются отложения трансгрессии сяньсянь или бохайской, для которых на других участках побережья нет свидетельств превышения современного уровня моря. Самым простым объяснением этого факта кажется возможная неравномерность тектонических движений в этих районах, а именно ускорение их погружения в середине позднего плейстоцена. Характерно, что уже в соседнем с зал. Бохайвань Ляодунском заливе распространение трансгрессий сяньсянь и бохайской было очень невелико по сравнению с голоценовой трансгрессией хуанхуа. Обращает на себя внимание тот факт, что районы широкого распространения трансгрессий сяньсянь и, возможно, бохайской приурочены к дельтовым равнинам крупнейших рек. Это позволяет предположить возможную роль кратковременности этих трансгрессий, а значит невозможности накопления столь же значительных объемов аллювиально-дельтового материала, как во время трансгрессий цанчжоу и хуанхуа. Нельзя исключать также возможную роль деформаций геоида или тектоноэвстатических движений.

Имеется множество свидетельств повышения относительного уровня моря на равнинах Восточного Китая около 2 тысяч лет назад. В эпоху династий Западная и Восточная Хань (206 г. до

н.э.—220 г.н.э.) были покинуты жителями многие древние города на побережьях зал. Бохайвань и Лайчжоувань, на равнине Тайху и побережье зал. Ханчжоувань. Культурные слои предшествующего периода Сражающихся царств часто перекрыты на побережьях темными илами приливных осушек со значительным количеством раковин двустворок [Wang, 1991]. На юго-востоке Китая наибольшее количество голоценовых барьерных береговых форм и прочих индикаторов повышения уровня моря наряду со средним голоценом (около 6 тыс. л.н.) датируется 2,5–2 тыс. л.н. Столь широкий пространственный масштаб этого события делает маловероятным его связь с какими-либо местными факторами (например, миграцией устьев крупнейших рек). По нашим данным, повышение относительного уровня моря около 2,5–2 тыс. л.н. фиксируется археологическими и геолого-геоморфологическими источниками также на побережье Российского Дальнего Востока и в некоторых других районах Мирового океана [Селиванов, 1996].

Подводя итоги, можно сказать, что новейшая история развития рельефа восточного побережья Китая изучена к настоящему времени довольно неравномерно. Во многих случаях генезис и возраст тех или иных отложений и форм рельефа являются предметом острых дискуссий. До позднеплейстоценовые формы прибрежно-морского рельефа практически неизвестны, а соответствующие им отложения достоверно известны лишь в скважинах. Их стратиграфическое расчленение основывается исключительно на изучении донных колонок. Несколько позднеплейстоценовых трансгрессий довольно детально картировано на дельтовых равнинах Хуанхэ и Янцзы, а также в некоторых других районах. Однако их абсолютный возраст надежно не установлен. Вероятно, относительный уровень моря немного превышал современный лишь во время двухфазной трансгрессии цанчжоу, сопоставляемой с земским (сангамонским) межледниковьем. Поднятые на высоту более 10–15 м четвертичные

террасы либо не являются собственно прибрежно-морскими формами рельефа, либо существенно деформированы тектоническими движениями.

В максимальную фазу позднеплейстоценовой регрессии шельфы Восточного Китая осушались до современных глубин 100–110, а, возможно, и 150–160 м. На осыхавшем пространстве шельфа в Восточном и, частично, в Южном Китае развивались обширные дельтовые равнины. Поздне-последледниковая трансгрессия фиксируется сериями погруженных и поднятых береговых линий, для которых имеется ряд радиоуглеродных датировок. Распространение моря в пределах современной суши в максимальную фазу голоценовой трансгрессии было не столь велико, как предполагалось ранее. Наиболее высокий уровень моря был, возможно, несколько выше, чем в других частях Мирового океана и достигал плюс 4–6 м. Это событие на равнинах Восточного Китая происходило не позднее 7–6,5 тыс. л.н. По историческим данным установлено также, что около 2 тыс. л.н. на всем побережье Китая происходила малоамплитудная трансгрессия. Развитие крупнейших дельтовых равнин в среднем-позднем голоцене определялось соотношением сравнительно небольших изменений уровня моря и изменчивости поступления аллювиального материала вследствие миграции устьев Хуанхэ, Янцзы и других крупных рек.

Автор искренне признателен китайским коллегам проф. Янг Хуайрену и проф. Ванг Фубао (Нанкинский университет), проф. Чжао Ситао (Институт геологии АН КНР, г. Пекин), проф. Чин Юншаню и д-ру Чжао Сонлиню (Институт океанологии АН КНР, г. Циндао), д-ру Ли Цзунсяню (Университет Тундзи, г. Шанхай) и многим другим за помощь в сборе полевых, фондовых и литературных материалов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 01-05-64181) и программы «Университеты России – Фундаментальные исследования» (проект 015.08.02.027).

Литература

- Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии: Стратиграфия и корреляция. М.: Наука, 1978. 207с.
- Лебедев В.Г. Основные проблемы геоморфологии Восточного Китая. Саратов: Изд-во Саратовск. унта, 1968. 338 с.
- Селиванов А.О. Морфология и генезис ченьеров восточного побережья Китая. //Геоморфология. 1992. №4. С. 102–109.
- Селиванов А.О. Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене-голоцене и развитие морских берегов. М.: ИВП РАН, Шварц, 1996. 268 с.
- Cao Jiaxin, Li Peying, Shi Ning. Study of the loess of Miaodao Islands in Shandong Province //Scientia Sinica. 1988. Ser. B. V. 31. № 1. P. 120–128.
- Geng Xiushan, Wang Yongji, Fu Mingzuo. Holocene sea-level oscillations around Shandong Peninsula //Late

- Quaternary Sea-Level Changes. Beijing: China Ocean Press, 1987. P. 81–96.
- Guo Yongsheng, Han Yousong, Yang Guangfu, Zhang Minghan. Discussion on the Pleistocene high sea level about the Shandong Peninsula //Acta Oceanol. Sinica. 1984. V. 3. № 2. P. 61–69.
- Han Yousong, Meng Guanglan. On the sea-level changes along the eastern coast of China during the past 12,000 years. //Late Quaternary Sea-Level Changes. Beijing: China Ocean Press, 1987. P. 119–136.
- Huang Zhenguo, Li Pingri, Zhang Yongqiang, Zong Yongqiang. Sea-level changes along the coastal area of South China since Late Pleistocene //Late Quaternary Sea-Level Changes. Beijing: China Ocean Press, 1987. P. 142–154.
- Li Congxian, Min Qiubao, Sun Heping. Holocene stratigraphy and transgression in the south flank of Changjiang delta //Kexue tongbao. 1987a. V. 32. № 17. P. 1193–1199.
- Li Congxian, Chen Gang, Xu Guoqiang. Sea level changes in coastal zones of China since Late Pleistocene. //Late Quaternary Sea-Level Changes. Beijing: China Ocean Press, 1987b. P. 97–108.
- Lin D.K. Progress of sea level variation research in China during Late Quaternary. //Abstr. Int. Symp. on Coastal Evolution in the Holocene. Tokyo, 1983. P. 69–77.
- Liu Cangzi, Cao Min. The chenier plaine of China. // Int. Geomorphol., 1986: Proc. 1st Int. Conf. Geomorphol. Manchester, Sept. 1985. Pt. I. Chichester e.a., 1987. P. 1269–1279.
- Liu Cangzi, Walker H.J. Sedimentary characteristics of cheniers and the formation of the chenier plains of East China. // J. Coast. Res. 1989. V. 5. № 2. P. 353–368.
- Liu Minhou, Wu Shiyong, Wang Yongji, Gao Jianxi. Late Quaternary sea-level changes in Huanghai Sea. //Abstr. Int. Symp. on Coastal Evolution in the Holocene. Tokyo, 1983. P. 78–85.
- Ren Meie, Zheng Changkai. Late Quaternary continental shelf of East China. //Acta Oceanol. Sinica. 1980. V. 2., № 2. P. 94–111.
- Wang Jian. A minor marine transgression at 2 500–2 000 years B.P. in some coast area of China //Proc. 5th Marine and Intracoastal Environment Symp. for Asia and the Pacific. Nanjing, 1988. Beijing: China Science Press, 1991. P. 94–102.
- Wang Qiang, Li Fengliu, Li Yude, Gao Xiulin. Shoreline changes in west-southern coast plain of the Bohai Sea since 150 Ka //Late Quaternary Sea-Level Changes. Beijing: China Ocean Press, 1987. P. 62–71.
- Wang Ying, He Xiankun. Cheniers on the east coastal plain of China //Mar. Geol. 1989. V. 90. № 4. P. 327–335.
- Wang Yongji, Liu Minhou, Wu Shiyong, Fu Mingzuo. The paleosol layers in the Late Quaternary sediment of the Huanghai Sea shelf //Collected Oceanic Works. Qingdao: Inst. Oceanol. Acad. Sinica, 1989. V. 2. P. 68–80.
- Yan Qinshang, Xu Shiyuan, Shao Xusheng. Holocene cheniers in the Yangtze delta, China //Mar. Geol. 1989. V. 90. № 4. P. 337–343.
- Yang Huairan, Xie Zhiren. Sea-level changes in East China over the past 2,000,000 years //Evolution of the East Asian Environment / Ed. R.O. Whyte. V. I. Hong Kong: Univ. Press, 1984. P. 288–308.
- Zhao Song-ling, Chin Yun-shan. Transgressions and sea-level changes in the Eastern coastal region of China in the last 300,000 years. //Quaternary Geology and Environment of China Beijing, Berlin, Heidelberg e.a.: Springer, 1985. P. 200–209.
- Zhao Songling, Zhang Hongcai, Gang Shixi. Preliminary study of Quaternary magnetostratigraphy in the coastal region of Jiangsu //Chinese J. Oceanol. and Limnol. 1988. V. 6. № 1. P. 71–80.
- Zhao Xitao. Cheniers in China: An overview //Mar. Geol. 1989. V. 90. № 4. P. 311–320.
- Ли Шаочуан, Ли Гуангсюе. Береговые валы в дельте реки Хуанхэ //Хайян дичжи юй дисыдзи дичжи. 1987. Т. 7, дополнительный. С. 103–111 (на кит.яз.)
- Ли Юангфанг, Ню Сиуцзюн, Ли Чингчун. Природная среда и стратиграфия отложений голоцена устьевой области реки Хайхэ //Дили сюэбао. 1989. Т. 44. № 3. С. 363–375 (на кит.яз.).
- Фу Венься, Ли Гуангтянь, Вей Ченгкай, Цзя Симзюн. Позднечетвертичные перемещения береговой линии на восточном побережье Ляодунского полуострова. //Хайян юй хучжао. 1989. Т. 20. № 3. С. 252–262 (на кит.яз.).
- Хан Юсонг, Менг Гуанлянь, Ванг Шаочинь. Развитие природной среды равнины Тайху в четвертичное время. //Хайян дичжи юй дисыдзи дичжи. 1987. Т. 7. № 1. С. 92–104 (на кит.яз.).
- Цао Чиюнгань, Ванг Фубао, Хан Хуйю. Стратиграфия отложений и изменения природной среды в южной части провинции Цзянсу и в холмистом районе Нинчжень в последние 30 000 лет. //Дисыдзи сюэбао. 1989. Т. 8. № 1. С. 122–132 (на кит.яз.).
- Янг Даюань. Изменения уровня воды в среднем и нижнем течении реки Янцзы с конца позднего плейстоцена //Дисыдзи сюэбао. 1989. Т. 8. № 1. С. 114–121 (на кит.яз.).