

ТЕРМАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ, ГЕОДИНАМИКА И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОТЕРМАЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ КИТАЯ

С.В. Лысак

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Геологические структуры Китая имеют различный возраст и тип тектономагматической активизации, которая тесно связана с термальной эволюцией литосферы.

Величины теплового потока варьируют от 25 до 150 мВт/м² и более со средним значением 58 ± 13 мВт/м². Аномально повышенные величины теплового потока имеют активные разломы, рифтовые зоны и другие структуры растяжения (иногда сжатия). Они испытали термальное влияние вертикально поднимающихся литосферных и мантийных диапиров.

Интенсивность современной геотермальной активности в восточных районах Китая вызвана субдукцией Тихоокеанской плиты под Евразийский континент. В центральных и западных районах геотермальная активность контролируется в основном горизонтальными деформациями и вращением Ордосского блока под взаимным влиянием Индостанской и Евразийской литосферных плит.

Тепловой поток, термальная эволюция, активные разломы, рифтовые зоны, толщина коры, глина астеносферы, геотермальная активность.

THERMAL HISTORY, GEODYNAMICS, AND CURRENT THERMAL ACTIVITY OF LITHOSPHERE IN CHINA

S.V. Lysak

The tectonic framework of China includes major and smaller-scale units that differ in age and in style of tectonomagmatic activity, the latter being related to the thermal history of the lithosphere. Heat flow in the area varies from 25 to 150 mW/m² or higher, with an average of 58 ± 13 mW/m². It is high in active faults, rifts, and other structures of extension (or sometimes compression) subject to heating from rising lithospheric and mantle plumes. The current thermal activity in the region is controlled by the Pacific subduction beneath Eurasia in eastern China and mainly by the lateral strain and rotation of the Ordos block associated with the India—Eurasia interaction in central and western China.

Heat flow; thermal history; active fault; rift; crustal thickness; lithospheric thickness; thermal activity

ВВЕДЕНИЕ

Термальное состояние литосферы оказывает значительное влияние на эндогенные процессы и геодинамическую активность основных геологических структур. Интенсивность выноса тепла из земных недр определяется плотностью кондуктивного (глубинного) теплового потока и количеством тепловой энергии, которая путем конвективного переноса поступает из гидротерм или продуктов вулканической деятельности. Кондуктивные и конвективные потоки тепла являются основной формой выражения внутренней энергии Земли. Эта энергия тратится на образование рельефа, деформацию горных пород, сейсмическую активность, перемещения литосферных плит и т. п., но затраты ее на эти процессы, как показывают расчеты [Гогель, 1978; Смирнов, 1986], почти на два порядка меньше потерь глубинного тепла через поверхность нашей планеты.

Объектом исследований является территория Китая, расположенная в юго-восточной части Евразийского континента. Геология, тектоника, глубинное строение и эволюция основных структур литосферы этого региона детально изучены классическими геологическими [Ma, 1987; Chen, 1988; Милановский, 1991; и др.] и геофизическими методами [Wu et al., 1985; Lithospheric..., 1989; Грачев, 2000а,б] Позднемезозойская и кайнозойская тектонические активизации древних структур в Восточном Китае сопровождались большемасштабной вулканической и сейсмической активностью и утонением континентальной коры в зонах растяжения и рифтогенеза; образованием активных разломов и кайнозойской коллизией между Индостанской и Евразийской плитами в Юго-Западном Китае [Molnar, Tapponier, 1975; Зоненшайн и др., 1978].

Настоящая статья базируется на фактических данных, полученных и опубликованных китайскими геотермистами [Wang, Huang, 1990, 1995; Wang et al., 1996; Wang, 1996; Hu et al., 2000, 2001]. Интерпретация этих результатов выполнена в свете представлений и методик, разработанных автором и его коллегами

[Лысак, 1983, 1988; Лысак, Дорощеева, 2003, 2005; Лысак и др., 2005]. Статистическая обработка, обобщение и сопоставление геотермических параметров с геологической эволюцией региона и его глубинным строением позволили рассмотреть вариации термального состояния литосферы, во многом определяющего степень тектонической активности геологических структур и их геодинамические особенности.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ

Значительную часть территории континентального Китая занимает древняя Северо-Китайская платформа (рис. 1), становление консолидированного фундамента которой закончилось в архее—нижнем протерозое [Huang, 1978; Ma, 1987]. Верхний ярус платформы, сложенный осадочными, метаморфическими и интрузивными породами, и даже ее фундамент неоднократно испытывали тектоническую

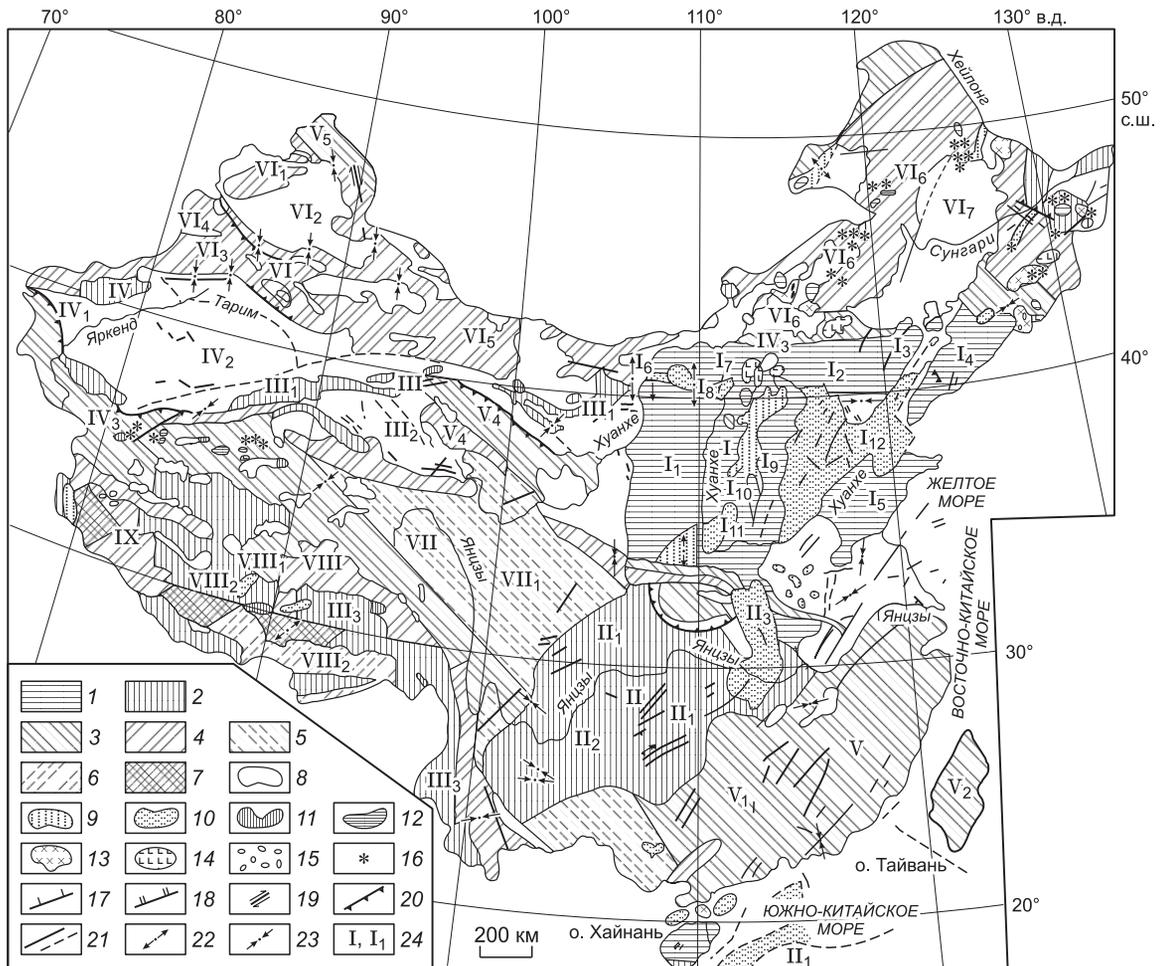


Рис. 1. Основные геологические структуры на территории Китая.

Схему составила С.В. Лысак по опубликованным картам [Huang Chi-cheng, 1978; Tectonic system..., 1987; Ma, 1987; Shen, 1988; Atlas..., 1989; Lithospheric..., 1989; Милановский, 1991; Mingchu, 1997; Грачев, 2000а,б] с некоторыми дополнениями и изменениями.

Платформенные регионы: 1 — I — древняя Северо-Китайская платформа (I₁ — Ордосский блок, I₂ — блок Санхуа-Ляохе, I₃ — Северо-Китайский блок, I₄ — Северо-Восточная зона, I₅ — Танчен-Лиджанская зона, I₆ — Янчанская зона, I₇ — Яньшаньская зона, I₈ — рифтовая зона Цзиньчунь-Хетао, I₉ — Тайханская зона, I₁₀ — зона Датон-Фейхе-Вейхе; I₁₁ — рифт Шаньси, I₁₂ — Восточно-Китайская рифтовая зона); 2 — молодые платформы: II — Южно-Китайская (Янцзы) платформа (II₁ — Южно-Китайский блок, II₂ — Сычуань-Юннаньская зона, II₃ — Хехуайская рифтовая зона, II₄ — впадина Южно-Китайского моря); III — Центрально-Китайская платформа (III₁ — Кайдамский блок, III₂ — Кайдамская впадина, III₃ — Кинхай-Тибетский блок); IV — Таримская платформа (IV₁ — Таримский блок, IV₂ — Таримская впадина). **Складчатые зоны:** 3 — V — каледониды (V₁ — Юго-Восточная прибрежная зона, V₂ — Тайваньская зона, V₃ — Алтунский блок, V₄ — Килианская зона, V₅ — Монгольский Алтай); 4 — VI — варисциды (VI₁ — Джунгарский блок, VI₂ — Джунгарская впадина, VI₃ — Тянь-Шаньское поднятие, VI₄ — Северо-Тяньшаньская впадина, VI₅ — Алашаньская впадина, VI₆ — блок Хинган—Внутренняя Монголия, VI₇ — впадина Сунляо); 5 — VII — индосиниды (VII₁ — Куньлунь-Кинлинская зона); 6 — VIII — яншаниды (VIII₁ — Квантангский блок, VIII₂ — впадины); 7 — IX — гималаиды (IX₁ — Гималайская зона). **Элементы активной тектоники и геодинамики:** 8 — кайнозойские впадины; 9, 10 — рифтовые зоны: 9 — третичные, 10 — четвертичные; 11—16 — кайнозойский магматизм: 11 — интрузивные породы, 12 — вулканические породы, 13 — щелочные базальты, 14 — толенты, 15 — мантийные ксенолиты, 16 — потухшие вулканы; 17—21 — кайнозойские разломы: 17 — нормальные сбросы, 18 — взбросы, 19 — сдвиги, 20 — надвиги, 21 — прочие разломы; 22, 23 — направления напряжений: 22 — растяжение, 23 — сжатие.

активизацию, особенно сильную в мезозое и кайнозое, когда на стабильных блоках появились активные разломы, образовались наложенные впадины и рифтовые зоны, заполненные терригенными осадками, флишевыми толщами, иногда продуктами щелочного и базальтового вулканизма [Милановский, 1991]. Толщина земной коры под стабильными блоками и депрессионными зонами, имеющими домезозойский или мезокайнозойский возраст активизации, варьирует от 34 до 36 км. В рифтовых зонах она уменьшается до 34 км. Глубины залегания слоя повышенной проводимости, который ассоциируется А.Ф. Грачевым [2000а,б] с кровлей астеносферы, максимальные под блоками (77—146 км), средние под впадинами (92—100 км) и минимальные (82—122 км) под рифтовыми зонами.

В северо-западной, центральной и юго-восточной частях Китая расположены три молодые платформы, образовавшиеся в среднем и позднем протерозое [Wang, Qiao, 1984]. Толщина земной коры под Южно-Китайской платформой в среднем такая же (36 км), как под Северо-Китайской, но астеносфера находится глубже (77—146 км). Под Таримской и Центрально-Китайской платформами кора утолщена до 50—56 км, глубины астеносферы неизвестны.

Платформы окружены и разделены между собой складчатыми структурами палеозоя (каледониды и варисциды), мезозоя (индосиниды и яншаниды) и кайнозоя (гималаиды), которые ограничены или пересечены активными разломами (см. рис. 1).

Формирование складчатых структур началось в позднем протерозое и палеозое. В ходе тектонической эволюции они испытывали то деформации сжатия, то растяжения, утрачивали свою подвижность или, наоборот, увеличивали ее, образуя сложные складчато-надвиговые и покровные структуры. Процессы раздробления и растяжения континентальной коры способствовали возникновению грабенообразных впадин и контрастному наземному вулканизму. Рифтовые системы, образовавшиеся в это время, позднее были погребены под мощным (до 5—10 км) чехлом мезозойских и кайнозойских отложений. Толщина земной коры в домезозойских складчатых структурах 30—44 км, под молодыми платформами 38—51 км. Кровля астеносферы находится на глубинах 92—99 км и только под палеорифтом Сунляо величины глубинных параметров ниже 30—32 км (кора) и 92 км (астеносфера).

В складчатых структурах раннего мезозоя (индосиниды) средняя толщина земной коры 42 км, но после кайнозойской активизации она, возможно, уменьшилась до 32 км. Кровля астеносферы под стабильными участками находится на глубине 119—146 км. После активизации ее глубина уменьшилась до 80—121 км. Под складчатыми структурами Тибета и Восточных Гималаев земная кора в 1.5—2 раза толще (67—71 км), чем на равнинной территории. Скорость современного вертикального поднятия достигает здесь 10 мм/год. Глубины астеносферы под высочайшими горными сооружениями Китая превышают 89—100 км.

В мезокайнозое литосфера Китая испытала новую тектономагматическую активизацию, в результате чего на древней платформе образовались грабены и сдвигораздвиговые зоны, обрамляющие с северо-запада Ордосский блок (рифт Цзиньчуань-Хетао) или пересекающие его в центральной (рифт Шаньси) и южной (рифт Хехуай) частях. На северо-востоке образовалась Восточно-Китайская рифтовая зона, состоящая из многочисленных рифтовых грабенов (Бохай, Ляохе, Хуанхуа и др.) и разделяющих их поднятий (см. рис. 1). В рифтовых впадинах в эоцене и олигоцене накопились толщи континентальных отложений мощностью до 3—6.5 и даже до 10—12 км (Бохайский рифт), в которых, по данным бурения, имеются потоки и линзы толеитовых и субщелочных базальтов мощностью до 0.5—2 км, погребенные вулканические аппараты и рои даек, приуроченные к сбросам [Милановский, 1991].

Современные разломы активизированы или сформированы в мезокайнозое, преимущественно в позднем плейстоцене или голоцене. В восточной части Китая преобладают относительно неглубокие (коровые) сбросы, сдвиги, реже надвиги: активные правосторонние сдвиги в Танчен-Лиджанской зоне, нормальные сбросы и сдвиги в зоне Датон-Фейхе-Вейхе и на о. Тайвань, сдвигосброс Танлу и др. В Западном Китае в основном встречаются более глубинные (мантийные) разломы правостороннего или левостороннего сжатия или сжатия-скальвания, локально преобладающие над сбросами и сдвигами. Они имеют северо-западное или близкое к широтному простирание, часто аркообразную форму (Хингай-Тибетский, Гималайский, Восточно-Памирский и другие разломы в высокогорных районах). Здесь наблюдается зональное распределение гранитоидов, андезитов, сиенитов, диоритов. С менее глубокими активными разломами и узлами их пересечения на платформах связаны небольшие по размеру вулканогенные излияния толеит-базальтовых, щелочно-базальтовых и щелочно-ультраосновных магм, которые сопровождаются дайками долеритов, габбро-диабазов и включениями мантийных ксенолитов [Lithospheric..., 1989; Atlas..., 1989; Грачев, 2000а,б].

Литосфера Китая обладает высокой сейсмической активностью. Землетрясения происходили в этом регионе и в домезозойский период, но стали наиболее интенсивны в мезозое и особенно в кайнозое [Wu et al., 1985; Chen, 1988]. Средняя магнитуда землетрясений (M) равна 6.5. Значительное количество землетрясений приурочено к восточным регионам ($M \geq 7-8$), особенно к рифтовым зонам, окружающим Ордосский блок, или к зал. Бохай и к Юго-Восточной прибрежной зоне, к о. Тайвань и Сычуань-

Юннаньской зоне (палеорифт Пан-Си). В Северо-Западном Китае асейсмичны Джунгарский, Таримский и Кайдамский блоки. На окружающей их территории магнитуды землетрясений ниже 6—7. И только в зонах активных разломов Алтая, Тянь-Шаня, Тибета и особенно Гималаев максимальные магнитуды землетрясений $8.0 \geq M \geq 7.0$ [Lithospheric..., 1989].

Современная активность тектонических напряжений в восточных районах Китая ниже (<10 МПа на глубине 300 м), чем в западных (≥ 30 МПа на глубине 500 м) [Mingchu, 1997]. Поэтому можно полагать, что на востоке основными типами напряженного состояния являются растяжение и нейтральное, на западе — сжатие, реже нейтральное.

На эволюцию, тектоническую активизацию и интенсивность эндогенных процессов значительное влияние оказывает термальное состояние литосферы, что подтверждается вариациями величин геотермических параметров в разновозрастных и разнотипных геологических структурах, имеющих различную степень геодинамической активности [Pollack, Chapman, 1977; Morgan, 1984].

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Геотермическая изученность. Систематические геотермические исследования ведутся в Китае с 1970 г. Первые данные в англоязычной литературе по этой территории были опубликованы в 1979 г. Через 30 лет в Китае имелось уже свыше 900 пунктов геотермических наблюдений, а в настоящее время их более 1000. Распределение пунктов неравномерное (рис. 2). Температурные измерения проводятся преимущественно в скважинах на суше, реже — в донных осадках прибрежных заливов и морей или на дне высокогорных озер.

Температуры в земной коре. По опубликованным данным [Wang, 1996] можно полагать, что на глубине 3 км максимальные температуры достигают 95—110 °С в Квантангском блоке, чуть ниже они в Северо-Китайском блоке и в Северо-Восточной зоне (в среднем около 80 °С). В Гималаях и на о. Тайвань уже на 200-метровых глубинах температуры флюидов превышают 140—160 °С. На Ямбайджинском месторождении термальных вод на юге Тибета на глубине 2006 м измерена температура 330 °С [Hutter, 1995]. На подошве земной коры под рифтовыми впадинами температуры, вероятно, превышают 600—700 °С [Wang, Wang, 1988; Лысак и др., 2005].

Геотермические градиенты (γ , мК/м) измерялись чаще всего в скважинах, реже в донных осадках прибрежных морей и внутренних озер. Их величины отражают скорости нарастания глубинных температур в геологических структурах. Они отрицательно коррелируют с толщиной земной коры и положительно — с тектономагматической активностью. По определениям в 1043 пунктах на территории Китая величины градиентов варьируют от 20 до 150, в среднем составляя 28 ± 3 мК/м (табл. 1). Максимальные значения зафиксированы по немногочисленным измерениям в зонах сжатия и повышенной до 60—70 км толщины коры на отдельных высокогорных участках в Тибете и Гималаях. В зонах растяжения в восточных районах Китая, испытавших тектономагматическую активизацию в мезокайнозой, градиенты более 25—40 мК/м, причем, как правило, они выше во впадинах и в рифтовых зонах, чем в блоковых структурах. В средней части Китая они редко превышают 20—25 мК/м, в Западном Китае около 21 мК/м. Региональное обобщение показывает, что нарастание глубинных температур быстрее происходит в активных складчатых зонах (в среднем 31 мК/м), чем на древней или на молодых платформах (28—24 мК/м).

Теплопроводность (λ , Вт/(м·К)) определялась в лабораториях по керну буровых скважин или *in situ* в донных отложениях озер или прибрежных морей методом неустановившегося теплового режима, мгновенной теплопроводности или специальным методом для трещиноватых или пористых образцов при их дополнительном насыщении водой. Коэффициенты теплопроводности подсчитывались в интервалах температурных измерений по скважине как средневзвешенные величины [Shen et al., 1988]. Анализ экспериментальных данных показал (см. табл. 1), что средняя теплопроводность в верхних горизонтах земной коры на территории Китая варьирует от 1.06 в донных осадках Гималайских озер (Гималайская зона) до 2.15 Вт/(м·К) в Северо-Восточной и 2.61 Вт/(м·К) в Танчен-Лиджанской зонах на Северо-Китайской платформе. В рифтовых впадинах, заполненных рыхлыми терригенными осадками с редкими прослоями базальтов, она варьирует от 1.73 в Северо-Восточной зоне до 2.17 Вт/(м·К) в рифте Шаньси. В структурных блоках кристаллические породы нередко перемежаются с осадочными, и их средняя теплопроводность варьирует от 1.73—2.47 до 1.95—2.36 Вт/(м·К) на древней и молодых платформах. В депрессионных зонах на древней платформе и в складчатых регионах λ в среднем равна 2.14—2.15, на молодых платформах она повышается до 2.24 Вт/(м·К).

Теплогенерация (A , мкВт/м³) детально изучена в Восточно-Китайской рифтовой зоне, в частности в рифте Ляохе [Wang, Wang, 1988]. В кайнозойских осадках теплогенерация равна 1.21—1.25 мкВт/м³, в карбонатных породах палеозоя и верхнего протерозоя она уменьшается до 0.72, в кристаллических породах мезозоя почти в 2 раза выше (1.57), в архейских гранитоиднейсах и гранодиоритах снижается до 1.21—1.24, а в нижней части коры не превышает 0.25 мкВт/м³.

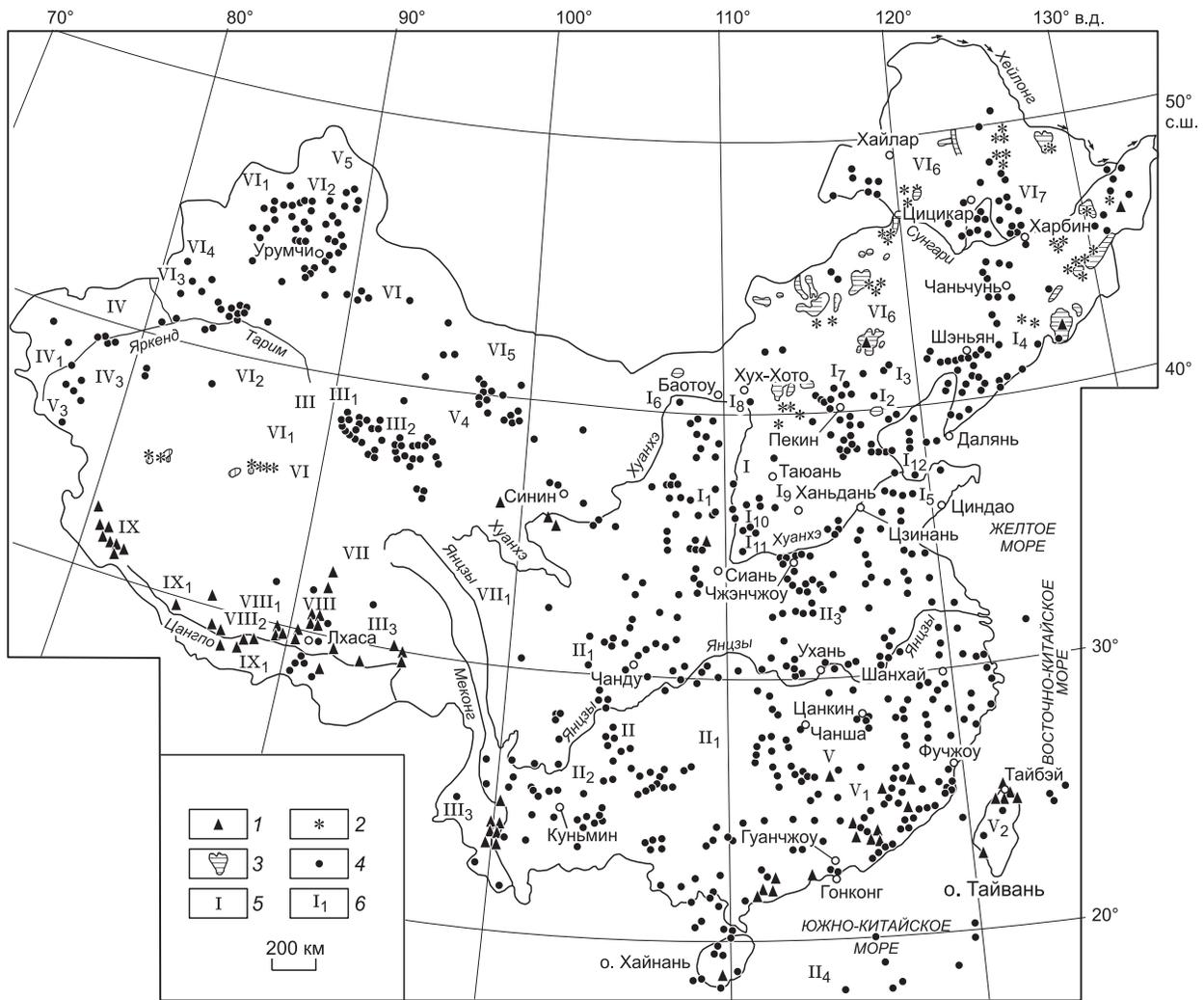


Рис. 2. Расположение пунктов геотермических исследований в Китае, по [Chen, 1989; Huang, Wang, 1992; Chen, 1993; Xiong et al., 1995; Wang et al., 1996; Дучков и др., 2003; Лысак и др., 2005].

1—3 — объекты природной разгрузки глубинного тепла: 1 — термальные источники, 2 — потухшие вулканы, 3 — участки кайнозойского вулканизма; 4 — пункты геотермических наблюдений, преимущественно скважины на суше, реже измерения в водоемах (Бохайский залив) или в неглубоких озерах Тибета; 5, 6 — геологические структуры: 5 — первого порядка (платформы или области складчатости), 6 — второго порядка (блоки, депрессионные зоны, впадины и рифты). Названия структур приведены на рис. 1.

Тепловой поток (q , мВт/м²). В отличие от измеряемых величин других геотермических параметров тепловой поток чаще всего определяется как произведение средневзвешенных геотермических градиентов и коэффициентов теплопроводности в интервале изученного разреза (см. табл. 1). По данным китайских геотермиков, плотность теплового потока в исследуемом регионе варьирует от 20 до 320 мВт/м². Для континентальной территории Китая средняя величина теплового потока, полученная различными статистическими методами [Wang, Huang, 1990], изменяется от 61 до 69, что соответствует среднему тепловому потоку земного шара 65 ± 2 мВт/м² [Pollack, Hutter, 1993]. Так как большая часть величин теплового потока приходится на интервал 40—100 мВт/м², то его среднеарифметическое значение равно 61 ± 6 мВт/м² [Hu et al., 2000, 2001]. Введение поправок на наклоны буровых скважин, рельеф местности, движение подземных вод и климат изменяет эту величину до 61—57 мВт/м², что соответствует полученной ранее средней расчетной величине теплового потока на континентах, равной 60 мВт/м² [Pollack, Charman, 1977]. При статистической обработке имеющихся у нас результатов по 1043 пунктам геотермических наблюдений средняя величина потока составила 58 ± 11 мВт/м². В последние годы наращивание фактических геотермических данных происходило в основном по Северо-Западному Китаю, где величины тепловых потоков редко превышают 40—50 мВт/м².

Большое количество пунктов определения теплового потока приурочено к блоковым структурам. На Северо-Китайской платформе среднее значение $q = 56 \pm 14$, в блоках на молодых платформах q варьи-

Таблица 1. Геотермические параметры и напряженное состояние разновозрастных геологических структур Китая [Wu et al., 1985; Shen et al., 1988; Chen, 1989; Wang, Huang, 1990, 1995; Huang, Wang, 1992; Hutter, 1995; Xiong et al., 1995; Wang, 1996; Hu et al., 2000, 2001, Лысак и др., 2005]

Геологическая структура (блоки, зоны, впадины и рифты), возраст	Глубина измерений, м	$\gamma \pm 2\sigma/\sqrt{n}$	$\lambda \pm 2\sigma/\sqrt{n}$	$q \pm 2\sigma/\sqrt{n}$	Напряженное состояние
Платформенные регионы I—IV, AR—PR					
Древняя платформа I					
I. Северо-Китайская платформа, AR—PR₁	5000	(324) 28.2 ± 11.8	(324) 2.14 ± 2.2	(324) 56 ± 14	—
I ₁ — Ордосский блок	4900	(60) 26.7 ± 2.0	(60) 2.10 ± 1.0	(60) 56 ± 10	Нейтральное
I ₂ — Блок Санхуа-Ляохе	5000	(21) 31.0 ± 13	(21) 2.10 ± 1.0	(21) 65 ± 14	Растяжение
I ₃ — Северо-Китайский блок	4950	(37) 37.6 ± 12.5	(37) 1.73 ± 0.5	(37) 65 ± 13	»
I ₄ — Северо-Восточная зона	4000	(41) 27.4 ± 15.5	(41) 2.15 ± 0.5	(41) 59 ± 17	»
I ₆ — Танчен-Лиджанская зона	2820	(12) 25.6 ± 6.5	(12) 2.61 ± 0.5	(12) 67 ± 7	»
I ₆ — Янчанская зона	3300	(12) 19.8 ± 7	(12) 2.32 ± 0.3	(12) 46 ± 8	Нейтральное
I ₇ — Яньшаньская зона	3680	(15) 20.4 ± 10.4	(15) 2.35 ± 0.6	(15) 48 ± 11	»
I ₈ — рифтовая зона Цзиньчуань-Хетао, MZ—KZ	3200	(8) 30.7 ± 1.9	(8) 2.25 ± 0.1	(8) 69 ± 1	Растяжение
I ₉ — Тайханская зона	3480	(47) 20.2 ± 19.5	(47) 2.47 ± 1.5	(47) 50 ± 2.1	Нейтральное
I ₁₀ — зона Датон-Фейхе-Вейхе	1050	(7) 27.6 ± 7.8	(7) 2.25 ± 0.2	(7) 62 ± 8	Растяжение
I ₁₁ — рифт Шаньси, MZ—KZ	2650	(13) 32.3 ± 3.3	(13) 2.17 ± 0.7	(13) 70 ± 10	»
I ₁₂ — Восточно-Китайская рифтовая зона, MZ—KZ, KZ	2450	(51) 40.9 ± 20.2	(51) 1.74 ± 0.8	(51) 71 ± 21	»
Молодые платформы II—IV, PR_{2,3}					
II. Южно-Китайская платформа	7076	(319) 24.2 ± 8.3	(319) 2.22 ± 0.7	(319) 54 ± 9	—
II ₁ — Южно-Китайский блок	7076	(292) 23.8 ± 13	(292) 2.23 ± 1.0	(292) 53 ± 14	Нейтральное
II ₂ — Сычуань-Юннаньская зона (MZ палеорифт Пан-Си)	6210	(14) 24.6 ± 12.4	(14) 2.36 ± 1.6	(14) 58 ± 14	Растяжение
II ₃ — Хехуайская рифтовая зона, KZ	3150	(13) 31.7 ± 7.4	(13) 1.95 ± 0.6	(13) 62 ± 8	»
II ₄ — впадина Южно-Китайского моря, KZ	290(?)	Нет данных	Нет данных	(3) 79 ± 9	»
III. Центрально-Китайская платформа	6010	(84) 24.6 ± 16.9	(84) 2.32 ± 1.1	(84) 57 ± 18	—
III ₁ — Кайдамский блок	3000	(6) 23.1 ± 3.2	(6) 2.38 ± 0.8	(6) 55 ± 4	Нейтральное
III ₂ — Кайдамская впадина	6010	(50) 23.5 ± 14.3	(50) 2.26 ± 0.7	(50) 53 ± 15	»
III ₃ — Кинхай-Тибетская зона	1050	(28) 27.0 ± 25.9	(28) 2.33 ± 1.1	(28) 63 ± 27	Сжатие
IV. Таримская платформа	7000	(35) 19.4 ± 3.6	(35) 2.25 ± 0.4	(35) 44 ± 4	—
IV ₁ — Таримский блок	6600	(2) 17.0 ± 1.9	(2) 2.09 ± 0.1	(2) 36 ± 2	Нейтральное
IV ₂ — Таримская впадина	7000	(33) 19.5 ± 3.5	(33) 2.26 ± 0.5	(33) 44 ± 4	»
Складчатые регионы V—IX, PZ_{1,2}—KZ					
V. Каледониды, PZ_{1,2}	6000	(74) 26.6 ± 21.5	(74) 2.60 ± 1.5	(74) 70 ± 23	—
V ₁ — Юго-Восточная прибрежная зона	3071	(34) 28.5 ± 21.5	(34) 2.77 ± 5.0	(34) 79 ± 31	Растяжение
V ₂ — Тайваньская зона	4650	(5) 32.3 ± 7.9	(5) 2.57 ± 8.1	(5) 83 ± 16	Сжатие
V ₃ — Алтунский блок	6000	(7) 20.1 ± 11.9	(7) 2.08 ± 0.1	(7) 42 ± 10	Нейтральное
V ₄ — Килианская зона	4650	(24) 26.3 ± 13.6	(24) 2.57 ± 0.4	(24) 68 ± 14	Растяжение
V ₅ — Монгольский Алтай	2100	(4) 16.5 ± 3.5	(4) 2.18 ± 0.5	(4) 36 ± 1	Нейтральное
VI. Варисциды, PZ₃	5400	(175) 26.1 ± 8.7	(175) 2.02 ± 0.3	(175) 53 ± 9	—
VI ₁ — Джунгарский блок	4800	(5) 17.3 ± 4.6	(5) 2.02 ± 0.4	(5) 35 ± 5	Нейтральное
VI ₂ — Джунгарская впадина	5400	(21) 21.4 ± 2.6	(21) 2.06 ± 0.4	(21) 44 ± 3	»
VI ₃ — Тянь-Шанское поднятие	4900	(20) 22.3 ± 9.7	(20) 2.15 ± 0.3	(20) 48 ± 10	»
VI ₄ — Северо-Тяньшаньская впадина	4400	(32) 23.0 ± 0.1	(32) 2.00 ± 0.1	(32) 46 ± 1	Нейтральное
VI ₅ — Алашанская впадина	4400	(4) 23.9 ± 2.3	(4) 2.05 ± 0.7	(4) 49 ± 3	»
VI ₆ — блок Хинган—Внутренняя Монголия	3150	(37) 25.9 ± 9.6	(37) 2.04 ± 0.4	(37) 54 ± 10	Растяжение
VI ₇ — впадина Сунляо (MZ рифт)	3900	(56) 32.1 ± 14	(56) 1.93 ± 14	(56) 62 ± 15	»
VII. Индосиниды, MZ_{1,2}	—	—	—	—	—
VII ₁ — Куньлунь-Кинлинская зона	4630	(16) 29.1 ± 14.9	(16) 2.19 ± 1.1	(16) 64 ± 16	Растяжение

VIII. Яншаниды, MZ₃	—	—	—	—	—
VIII ₁ — Квантангский блок	430	(4) 86.2(?)	(4) 2.10(?)	(4) 181 ± 127	Сжатие
IX. Гималаиды, KZ	—	—	—	—	—
IX ₁ — Гималайская зона	650	(9) 152 ± 45.9	(9) 1.06 ± 0.1	(9) 161 ± 46	Сжатие
Весь регион	—	(1043) 27.1 ± 10.4	(1043) 2.18 ± 0.6	(1043) 58 ± 13	—
В том числе					
I. Древняя платформа	—	(324) 28.2 ± 9.3	(324) 2.14 ± 2.2	(324) 60 ± 16	—
II—IV. Молодые платформы	—	(438) 23.9 ± 9.3	(438) 2.23 ± 0.7	(438) 54 ± 10	—
V—IX. Складчатые регионы	—	(278) 31.0 ± 7.9	(278) 2.15 ± 2.1	(278) 63 ± 16	—

Примечание. В скобках — количество пунктов наблюдений (n). Геотермические параметры: геотермические градиенты (γ , мК/м), теплопроводность (λ , Вт/м·К), тепловой поток (q , мВт/м²), погрешность определения средних величин ($2\sigma/\sqrt{n}$).

рует от 44 (Таримская платформа) до 54 мВт/м² (Южно-Китайская платформа). В блоковых структурах складчатых зон q изменяется от 36—42 до 79—83 на каледонидах и до 35—62 на варисцидах и достигает аномально повышенных значений (181 мВт/м²) в Квантангском блоке на Тибетском плато (см. табл. 1).

В депрессионных зонах и наложенных впадинах на Северо-Китайской и Южно-Китайской платформах q соответственно равно 46—67 и 58—79 мВт/м². В складчатых регионах $q > 75$ на каледонидах, уменьшается до 54 на варисцидах и увеличивается на индосинидах до 64 и гималаидах до 161 мВт/м². Средний вынос глубинного тепла в зонах и впадинах составляет 59 ± 3 мВт/м².

В мезокайнозойских рифтах Цзиньчуань-Хетао, Шаньси, в Восточно-Китайской и Хехуайской кайнозойских рифтовых зонах q достигает 69—71 мВт/м². Средняя величина потока во впадине Сунляо равна рифтовому, что свидетельствует об интенсивном разогреве земной коры на этом участке. К рифтовым структурам следует причислить и впадину Сунляо, сформировавшуюся в нижнем палеозое, испытавшую меловой и третичный рифтогенез и вулканическую активность. Средний тепловой поток здесь повышенный (62 мВт/м²), что свидетельствует об интенсивном разогреве земной коры в этой впадине.

Аномально повышенный тепловой поток характерен для зон сжатия — Кинхай-Тибетской, Тайваньской, Гималайской, в которых величины q превышают 83—160 мВт/м² [Shen, 1991].

Тепловой поток и природный вынос глубинного тепла. Аномалии повышенного теплового потока часто приурочены к зонам активных разломов, которые обрамляют или пересекают геологические структуры (см. рис. 1). В таких зонах, кроме кондуктивного, происходит и конвективный вынос глубинного тепла термальными источниками, температура воды которых >25 °С. В каталоге термальных источников, составленном геотермистами и гидрогеологами Китая, их больше 2500. Они детально изучены китайскими исследователями. Результаты этих работ опубликованы во многих статьях [Wang, Huang, 1990; Chen, 1993]. Большая часть гидротерм разгружается в горных районах или приурочена к межгорным впадинам и активным разломам. Они имеют различную температуру: от 25 до 40 °С (37 %), от 40 до 60 °С (40 %), от 60 до 80 °С (19 %) и лишь у 5 % она превышает 85 °С [Xiong et al., 1995]. На рис. 2 приведена лишь третья часть источников с температурой >80 °С.

Значительная часть горячих источников сконцентрирована в западной части Сычуань-Юннаньской зоны, в Квантангском блоке на Тибете и в Гималаях. К этим же районам преимущественно приурочены и другие проявления природного гидротермального процесса: гейзеры, фумаролы, кипящие источники, геотермальные кратеры взрыва и участки кайнозойского магматизма, которых особенно много в Южном Тибете (более 600) с температурой 170—270° [Chen, 1993; Xiong et al., 1995]. На юге Сычуань-Юннаньской зоны имеется 58 термальных проявлений, связанных с остывающим магматическим телом, находящимся на глубине 5—7 км и имеющим температуру 230—240 °С. В западной части этой же зоны известно 270 термальных источников с температурой воды от 50 до 80 °С. Тепловые потоки здесь относительно невелики (40—75 мВт/м²), поэтому можно полагать, что на глубинах формирования терм отсутствуют магматические камеры, а температура гидротерм зависит только от глубин их формирования и циркуляции. Около 80 горячих источников и фумарол с температурой до 173 °С имеется на о. Тайвань. На глубинах их формирования температура превышает 290 °С. В Юго-Восточной прибрежной зоне известно более 600 источников с температурой воды 40—95 °С. В Танчен-Лиджанской зоне источники имеют температуру 40—90 °С.

К активным разломам, ограничивающим зоны растяжения в восточной части Китая (например, рифтовый грабен Шаньси), также приурочены термальные источники, но их здесь немного и температура воды в них не превышает 60 °С. Термальные источники есть и на остальной территории Китая (см. рис. 2), но их роль в формировании теплового состояния земных недр невелика.

Наибольшая разгрузка подземного тепла водами термальных источников происходит в Тибетской и в западной части Сычуань-Юннаньской зон (>50 %), приуроченных к Гималайскому геотермальному поясу [Wang et al., 1996]. На о. Тайвань плотность термальных источников самая высокая в Китае, но их температура из-за большого дебита не превышает 25—40 °С [Chen, 1989]. Тепловой поток здесь выше 80 мВт/м² (см. табл. 1). Подобные термальные проявления связаны с позднекайнозойской вулканической активностью и в других районах Китая (например, в рифте Шаньси или в Северо-Восточном Китае).

Совпадение повышенных величин теплового потока с наличием термальных источников и проявлениями молодого вулканизма позволяет использовать участки природного выноса тепла в качестве прогнозных при построении карты теплового потока региона, при этом с учетом других геологических и геофизических данных предполагается, что на таких прогнозных участках тепловой поток на 10—20 мВт/м² выше, чем на окружающей их территории (см. рис. 3).

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕПЛОвого ПОТОКА, ТОЛЩИНЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЛУБИН АСТЕНОСФЕРЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЛИТОСФЕРЫ КИТАЯ

Эволюция литосферы связана с изменениями геологического строения и историей тектонических преобразований, которые зависят не только от возраста становления земной коры, но и от более поздних процессов, обусловленных ее тектономагматической активизацией. Эти процессы вызвали образование на кристаллическом фундаменте наложенных относительно молодых депрессионных структур — межгорных прогибов, впадин и рифтовых грабенов, ограниченных активными разломами и постепенно заполняющихся рыхлыми осадками и продуктами вулканизма. Деструкция земной коры, ее горизонтальные перемещения, сейсмическая активность на подвижных участках происходили неравномерно и от архея до кайнозоя постепенно усиливались [Wu et al., 1985; Lithospheric..., 1989]. Энергетическим источником преобразований служит внутреннее тепло Земли, его интенсивность и возрастные вариации, о которых можно судить по изменениям теплового потока в разновозрастных и разнотипных морфоструктурах — в блоках, депрессионных зонах и наложенных впадинах, в рифтовых зонах и в зонах активных разломов, при этом необходимо сопоставление таких вариаций с изменениями толщины земной коры и глубин кровли астеносферы. Цифровые материалы по основным морфоструктурам приводятся по измерениям вне зон разломов, в зонах активных разломов и обобщены по структурам в целом и по всему региону (табл. 2).

Блоки — наиболее стабильные морфоструктуры на древней (AR—PR₁) и молодых (PR_{2,3}) платформах, а также в складчатых зонах палеозойского и мезозойского возрастов. Средний тепловой поток вне зон разломов на древней Северо-Китайской и более молодых платформах равен 55 и 49 мВт/м² соответственно. В зонах разломов его величины значительно выше (70 и 61 мВт/м²). Толщина земной коры и глубины залегания кровли астеносферы, наоборот, максимальны под молодыми платформами (38 и 119 км) и уменьшены под древней платформой (36 и 77 км). В складчатых зонах блоки прогреты глубинным теплом значительно сильнее на варисцидах, чем на каледонидах (62 и 40 в среднем по структурам, 45 и 39 вне зон разломов и 71 и 60 мВт/м² в зонах разломов). Толщина земной коры минимальна под варисцидами (32 км) и максимальна под каледонидами (48—41 км), кровля астеносферы находится на глубине 142 км. Особое место занимает Квантангский блок на яншанидах, образовавшийся в условиях сжатия. Он имеет аномально повышенный тепловой поток (181 мВт/м²) и утолщенную кору (71 км).

Депрессионные зоны и впадины — результат домезозойской или мезокайнозойской тектонической или тектономагматической активизации платформенных и складчатых структур. По сравнению с блоками на древней и молодых платформах эти структуры имеют низкий тепловой поток (в среднем 54, 51), вне зон разломов 46, в зонах разломов 63, 59 мВт/м². Земная кора под молодыми платформами 46—38 км, в зонах разломов она уменьшается до 32 км. Кровля астеносферы находится на глубине 120 км. Под древней платформой толщина коры 36 км, под зонами разломов 34 км. Астеносфера расположена на глубинах 146 км под домезозойскими и 118 км под мезокайнозойскими структурами.

В складчатых зонах максимальные величины теплового потока присущи депрессионным зонам, образовавшимся на каледонидах (75 мВт/м²), индосинидах (64 мВт/м²) и гималаидах (161 мВт/м²), под которыми толщина коры 67 км, глубины астеносферы 90—87 км. На варисцидах вынос глубинного тепла уменьшается до 54 мВт/м² (в зонах разломов он выше 63), толщина коры 30—44 км, глубины астеносферы 89—92 км.

Рифтовые зоны возникли в результате мезокайнозойской тектонической активизации на Северо-Китайской и Южно-Китайской платформах. Средний тепловой поток здесь достигает 71, 65 соответственно и продолжает оставаться повышенным даже вне зон разломов до 69 и особенно в зонах разломов (73, 67 мВт/м²). Толщина земной коры равна 34 км. Кровля астеносферы расположена на глубинах 84, 122 км под основными структурами, 88, 112 км вне зон разломов и 82, 93 км под зонами разломов.

Таблица 2. Эволюция теплового потока, толщины земной коры и глубин залегания кровли астеносферы в разновозрастных структурах и морфоструктурах литосферы континентального Китая

Основная структура (платформы, складчатые зоны), морфоструктура (блоки, депрессионные зоны и впадины, рифтовые зоны), возраст	q , мВт/м ²	Толщина земной коры, км		Глубина залегания кровли астеносферы, км	
		Возраст активизации основных структур и морфоструктур			
		до MZ	MZ—KZ	до MZ	MZ—KZ
Блоки					
Древняя платформа I ₁₋₃ , AR—PR ₁	(118)60 ± 12 (74) 55 ± 8 (44) 70 ± 4	(84) 36 ± 12 (56) 37 ± 8 (28) 34 ± 4	(22) 35 ± 4	(74) 77 ± 20 (34) 99 ± 11 (40) 88 ± 21	(22) 85 ± 24
Молодые платформы II ₁ , III ₁ , III ₃ , IV ₁ , PR ₂₋₃	(328) 54 ± 6 (200) 49 ± 4 (128) 61 ± 2	(281) 38 ± 3 (177) 39 ± 2 (24) 32 ± 3	(20) 36 ± 4	(161) 119 ± 20 (137) 140 ± 15 (24) 120 ± 5	(22) 146 ± 15
Каледониды V ₃ , V ₅ , PZ ₁₋₂	(11) 40 ± 8 (6) 39 ± 4 (5) 41 ± 4	(9) 45 ± 7 (5) 41 ± 4 (4) 39 ± 3	—	(11) 142 ± 17 (6) 142 ± 9 (5) 142 ± 8	—
Варисциды VI ₁ , VI ₃ , VI ₆ , PZ ₃	(62) 51 ± 6 (41) 45 ± 4 (21) 48 ± 2	(27) 41 ± 14 (18) 43 ± 8 (9) 32 ± 6	(1) 38	(13) 142 ± 17	(1) 150
Яншаниды VIII ₁ , MZ	(4) 181 ± 27	—	(4) 71 ± 1	—	—
Депрессионные зоны и впадины					
Древняя платформа II ₆₋₇ , I ₉ , до MZ; I ₄₋₅ , I ₁₀ , MZ—KZ	(134) 54 ± 16 (83) 47 ± 10 (51) 63 ± 6	(86) 36 ± 1 (50) 38 ± 1 (36) 36 ± 1	(20) 34 ± 1	(76) 101 ± 8 (40) 108 ± 5 (36) 98 ± 3	(22) 107 ± 16
Молодые платформы III ₂ , IV ₂ , до MZ; II ₂ , MZ—KZ	(97) 51 ± 11 (61) 46 ± 7 (36) 59 ± 4	(53) 51 ± 3	(45) 43 ± 5 (28) 50 ± 7 (17) 32 ± 2	(35) 122 ± 12	(35) 120 ± 14 (29) 120 ± 13 (6) 120 ± 18
Каледониды V ₁₋₂ , V ₄ , MZ—KZ	(63) 75 ± 21 (39) 73 ± 14 (24) 76 ± 7	(38) 44 ± 2	(16) 30 ± 2 (11) 37 ± 3 (5) 32 ± 2	(33) 100 ± 14	(16) 92 ± 8 (7) 110 ± 3 (9) 87 ± 6
Варисциды VI ₂ , VI ₄₋₅ , до MZ; VI ₇ , MZ	(113) 54 ± 8 (58) 48 ± 4 (55) 63 ± 4	(77) 44 ± 2	(50) 92 ± 8 (12) 32 ± 2 (38) 32 ± 6	—	(3) 91 ± 12 (1) 93 ± 1 (2) 90 ± 2
Индосиниды VII ₁ , MZ ₁₋₂	(16) 64 ± 16 (12) 59 ± 12 (4) 80 ± 4	(13) 42 ± 7	—	(13) 117 ± 18	(3) 140
Гималаиды IX ₁ , KZ	(9) 161 ± 46 (3) 56 ± 15 (6) 159 ± 31	—	—	—	—
Рифтовые зоны					
Древняя платформа I ₈ , I ₁₁₋₁₂ , MZ—KZ	(72) 71 ± 17 (42) 69 ± 12 (30) 73 ± 5	—	(72) 34 ± 5 (48) 35 ± 3 (24) 34 ± 2	—	(48) 82 ± 9 (32) 88 ± 6 (16) 82 ± 3
Молодая платформа II ₃ , KZ	(16) 65 ± 8 (6) 42 ± 3 (10) 67 ± 5	—	(17) 34 ± 2 (9) 34 ± 2 (8) 34 ± 3	—	(17) 122 ± 12 (8) 112 ± 4 (9) 93 ± 8
Весь регион	(1043) 58 ± 11	(487) 39 ± 5	(255) 38 ± 3	(456) 104 ± 14	(172) 107 ± 14
Вне зон разломов	(625) 52 ± 9	(306) 39 ± 4	(185) 40 ± 4	(229) 123 ± 12	(107) 105 ± 7
В зонах разломов	(418) 64 ± 4	(181) 34 ± 3	(70) 32 ± 2	(227) 83 ± 10	(65) 91 ± 7

Примечание. В скобках — количество определений. Буквенные обозначения и номера структур те же, что и в табл. 1. Обобщения и расчеты выполнены С.В. Лысак по тепловому потоку (см. табл. 1) и опубликованным данным по глубинному строению литосферы Китая (ссылки в тексте). Цифровые данные по основным структурам приведены над чертой, по измерениям вне зон разломов — под чертой и курсивом — по измерениям в зонах разломов.

Таким образом, там, где при возрастной эволюции литосферы уменьшаются глубины кровли астеносферы и толщина земной коры, формируются зоны активных разломов, по которым происходит повышенный вынос глубинного тепла. Вне этих зон тепловой поток во всех изученных структурах значительно ниже (см. табл. 2). Возрастные изменения теплового потока и глубинных параметров от архея до кайнозоя, как правило, происходят по синусоидам, отражающим интенсивность вариаций энергетического потенциала и его роль в термально-тектонической активизации геологических структур региона.

Результатом сбора и обобщения геотермических данных является новый вариант карты теплового потока континентального Китая (рис. 3). Рисунок изолиний теплового потока чаще всего соответствует контурам основных геологических структур, но иногда он нарушается, если на фоне относительно низких и средних региональных величин ($<40\text{--}50\text{ мВт/м}^2$) появляются участки повышенного и даже аномально повышенного теплового потока ($>60\text{--}80\text{ мВт/м}^2$), который обусловлен мезокайнозойским рифтогенезом, тектономагматической активностью и интенсивным разломообразованием. Такие участки выделяются, например, в Тибетской и Сычуань-Юннаньской структурных зонах, приуроченных к Гималайскому геотермальному поясу [Shen, 1991]. Гидрогеотермальные аномалии в Юго-Восточной прибрежной зоне и на о. Тайвань вызваны юрско-меловой или позднекайнозойской вулканической активностью [Xiong et al., 1995]. Аномальные участки выделяются даже в юго-восточных частях Таримского и Ордосского блоков. По-видимому, они связаны с интенсивным разломообразованием.

Карта теплового потока (см. рис. 3) позволяет судить о современной геотермальной активности литосферы Китая.

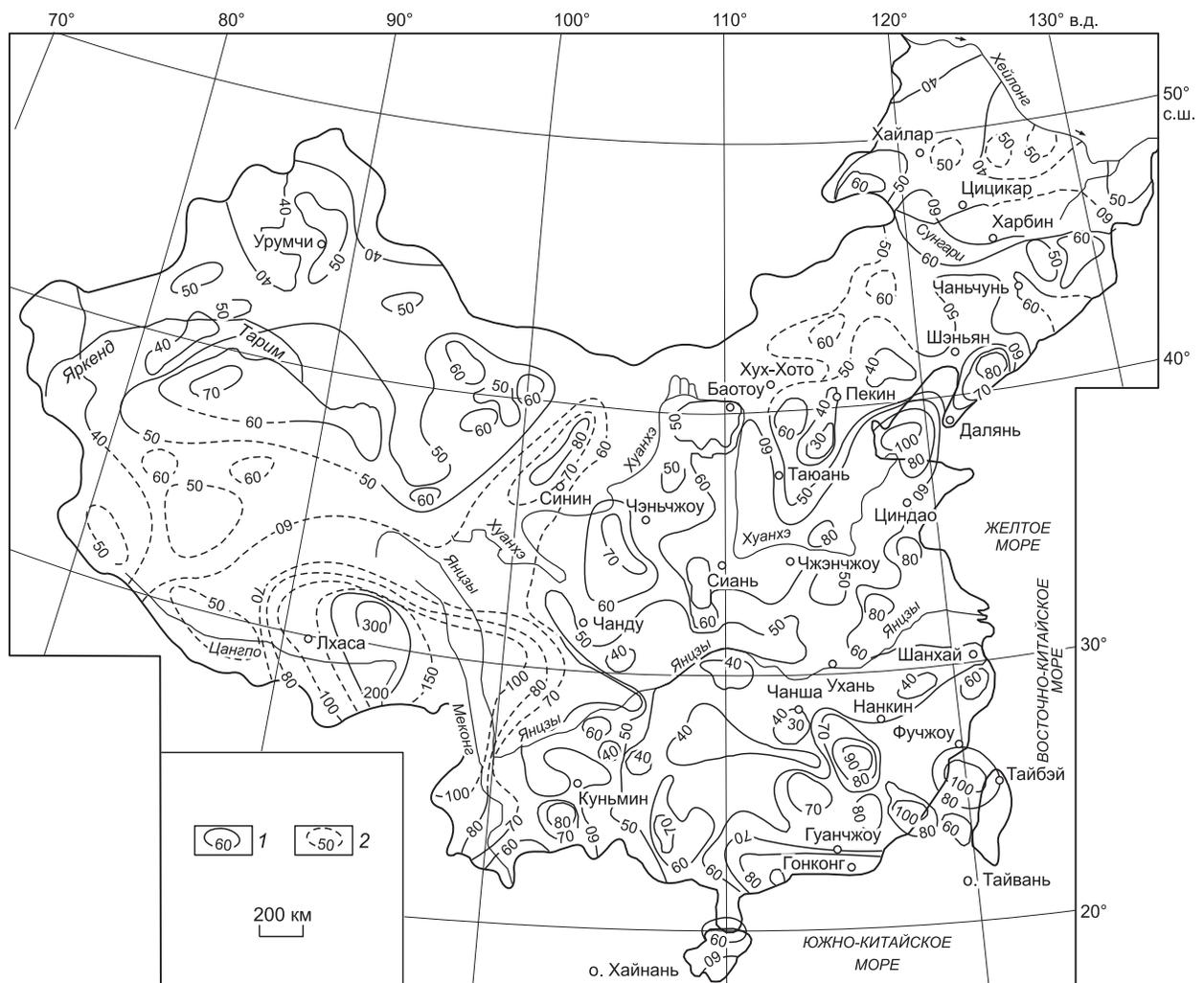


Рис. 3. Карта-схема изолиний теплового потока Китая.

Составлена по опубликованным геотермическим данным [Xiong et al., 1995; Wang et al., 1996, Лысак и др., 2005] в новой интерпретации С.В. Лысак.

1, 2 — изолинии регионального теплового потока (мВт/м^2): 1 — по фактическим материалам, 2 — прогнозные на участках природной разгрузки глубинного тепла или по комплексу геолого-геофизических данных.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОТЕРМАЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ ВЕРХНИХ ГОРИЗОНТОВ ЛИТОСФЕРЫ

Понятие «геотермальная активность» было введено автором несколько лет назад и использовалось для характеристики термального состояния литосферы некоторых регионов Центральной Азии—Восточной Сибири, Монголии и континентального Китая [Лысак, Дорофеева, 2003, 2005; Лысак и др., 2005]. Вариации величин теплового потока в разновозрастных и разнотипных геологических структурах сопоставлялись с изменениями геодинамических параметров, что позволило определить природу повышенных или пониженных геотермических аномалий.

По средним величинам теплового потока в изученных геологических структурах выделяются районы с различной геотермальной активностью: слабой (<40), умеренной (40—60), повышенной (60—80), высокой (80—100) и аномально повышенной (>100 мВт/м²).

Слабую геотермальную активность имеют преимущественно крайние северо-западные районы — Монгольский Алтай, Джунгарский и Таримский блоки. На остальной территории встречаются лишь отдельные слабоактивные пятна (рис. 4).

Умеренная геотермальная активность характерна для Северо-Китайской (Ордосский блок, Янчанская, Яньшаньская и Тайханская зоны), Южно-Китайской (северные районы Южно-Китайского блока), Центрально-Китайской (Кайдамские впадина и блок) и Таримской платформ.

Повышенную геотермальную активность имеют зоны Танчен-Лиджанская и Датон-Фейхе-Вейхе и особенно рифтовые зоны Шаньси и Восточно-Китайская на Северо-Китайской платформе, а также Юго-Восточная прибрежная зона на каледонидах.

Высокая геотермальная активность присуща впадинам Бохай и Ляохе в центральной части Восточно-Китайской рифтовой зоны.



Рис. 4. Современная геотермальная активность литосферы континентального Китая.

1—5 — геотермальная активность (мВт/м²): 1 — слабая (<40), 2 — умеренная (40—60), 3 — повышенная (60—80), 4 — высокая (80—100), 5 — очень высокая (>100).

Аномально повышенную активность имеют зоны сжатия и коллизии в Квантангском блоке на Тибетском плато и горячие озера в Гималаях.

В районах высокой и аномально повышенной геотермальной активности имеются многочисленные горячие источники с температурой воды >60 — 80 °С, приуроченные к зонам активных кайнозойских разломов. Термальные источники с температурой 40 — 60 °С реже встречаются и в других районах Китая (см. рис. 2).

Вариации геотермальной активности на территории континентального Китая генетически обусловлены тектонической активизацией верхних горизонтов литосферы в зонах подъема астеносферных диапиров и уменьшения толщины земной коры, с конвективным выносом глубинного тепла по активным разломам, среди которых наиболее термоактивны кайнозойские сбросы, сдвигосбросы и сбрососдвиги, менее активны — надвиги и сдвиги.

В районах слабой или умеренной геотермальной активности толщина коры, как правило, превышает 40 км, глубины кровли астеносферы более 100 км, тепловой поток формируется преимущественно в земной коре за счет радиогенной теплогенерации. Вклад радиогенного тепла составляет более 50 — 60 %. В районах повышенной или аномально высокой геотермальной активности земная кора утонена до 32 — 37 км. Слои высокой проводимости, ассоциируемые с астеносферными диапирами, обнаружены на глубинах 67 — 82 км, т. е. максимально приближены к подошве коры. Это позволяет полагать, что в таких районах преобладает мантийный (глубинный) тепловой поток. По расчетам [Wang, Wang, 1988], в Восточно-Китайской рифтовой зоне, в частности, в рифте Ляохе, вклад мантийной составляющей в поверхностный тепловой поток достигал 75 % в стадию активного рифтогенеза и снизился на 12 % в пострифтовую стадию.

Анализ термального состояния глубинных недр Китая и его сопоставление с вариациями других геодинамических параметров свидетельствует об активной роли внутриземного тепла при тектонических перестройках в литосфере, так как выявленным геотермальным аномалиям соответствует повышение интенсивности современных тектонических движений, разломообразование, уменьшение (иногда увеличение) толщины земной коры и литосферы в целом, тепловая и геодинамическая эволюция основных геологических структур. Геотермические аномалии, часто совпадающие с зонами разгрузки подземных флюидов, обусловлены в основном усилением тектонотермальной активности и конвективным выносом глубинного тепла из более проницаемых и подвижных участков в зонах активных разломов, повышенной раздробленностью верхней части литосферы, имеющей неоднородную термальную структуру и сложный геотермический режим.

Аномалии теплового потока, связанные с мантийными тепловыми источниками преимущественно в Восточном Китае и на небольших редких участках в Западном и Юго-Западном Китае, обусловлены не столько кондуктивным, сколько конвективным выносом тепла при быстром продвижении магматических расплавов в земную кору по разломам и трещинам. После внедрения интрузий в земную кору в виде небольших по размеру тел последующее распространение глубинного тепла, вероятно, происходит кондуктивно.

Современная геотермальная активность литосферы Китая обусловлена двумя причинами: 1) термическим утонением континентальной литосферы под влиянием астеносферного и мантийного диапиризма, вызванного субдукцией Тихоокеанской океанической плиты под континентальные районы восточного побережья Евразии (Восточно-Китайская рифтовая зона); 2) горизонтальными деформациями, возникшими в условиях растяжения и присдвиговых смещений при вращении Ордосского блока, которые являются результатом коллизии Индостанской и Евразийской литосферных плит [Милановский, 1991; Tian et al., 1992; Грачев, 2000а,б]. Под рифтовыми впадинами в Восточном Китае земная кора утонена до 34 км, кровля астеносферы максимально приближена к ее подошве (до 93 км), имеются мантийные диапиры и геотермальная активность повышена. В Западном и Центральном Китае, кроме его южных районов, под утолщенной (до 39 — 47 км) земной корой разогреты мантийные диапиры отсутствуют, астеносфера расположена глубже 120 — 140 км, геотермальная активность в основном умеренная. В Тибете и Гималаях в зонах сжатия толщина земной коры 67 — 71 км, но геотермальная активность очень высокая, так как вынос глубинного тепла достигает 129 — 181 мВт/м² (см. табл. 1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализируя геотермические условия литосферы континентального Китая, попытаемся выявить определенные соотношения между интенсивностью выноса глубинного тепла из недр Земли, возрастом геологических структур и их тектономагматической активизацией, установленные ранее для других регионов.

Средний тепловой поток на территории континентального Китая равен 58 ± 11 мВт/м² (см. табл. 1), что почти совпадает с расчетной величиной (60 мВт/м²) на континентах [Pollack, Chapman, 1977]. Между интенсивностью выноса глубинного тепла и различными геодинамическими параметрами существуют

генетические связи, позволяющие выделить на фоне относительно стабильного теплового поля геотермальные аномалии — результат утонения земной коры и литосферы при подъеме астеносферных диапиров и воздействии восходящих конвекционных потоков, имеющих как тепловую, так и гравитационную природу. Термальная эволюция верхних горизонтов литосферы и неравномерное распределение величин теплового потока обусловлены разновозрастной тектонической активизацией земной коры, которая тесно связана с интенсивностью новейших вертикальных и горизонтальных движений, снижающих механическую прочность коры при увеличении ее гетерогенности и способствующих повышенному выносу глубинного тепла в зонах растяжения и в активных разломах.

Анализ термального состояния земных недр и его сопоставление с вариациями других геодинамических параметров свидетельствует об активной роли внутриземного тепла при тектонических перестройках в литосфере Китая, так как выявленным геотермальным аномалиям соответствует повышение интенсивности современных тектонических движений, разломообразование, уменьшение (иногда увеличение) толщины земной коры и литосферы в целом, тепловая и геодинамическая эволюция разновозрастных геологических структур. Геотермические аномалии, часто совпадающие с зонами разгрузки подземных флюидов, обусловлены преимущественно усилением тектонотермальной активности и конвективным выносом глубинного тепла из более проницаемых и подвижных участков в зонах активных разломов и повышенной раздробленностью верхней части литосферы, имеющей неоднородную термальную структуру и сложный геотермический режим.

ЛИТЕРАТУРА

Гогель Ж. Геотермия. М., Мир, 1978, 171 с.

Грачев А.Ф. Северо-Восточный Китай // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии под редакцией. М., Изд-во ПРОБЕЛ, 2000а, с. 154—156.

Грачев А.Ф. Восточно-Азиатская рифтовая система // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М., Изд-во ПРОБЕЛ, 2000б, с. 205—211.

Дучков А.Д., Соколова Л.С., Лысак С.В. Тепловой поток Центральной Азии // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов / Под ред. С.В. Гольдина, Ю.Г. Леонова. М.; Бишкек, 2003, с. 140—152.

Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Геодинамика Байкальской рифтовой зоны и тектоника плит Внутренней Азии // Геолого-геофизические и подводные исследования оз. Байкал. М., Наука, 1978, с. 153—203.

Лысак С.В. Методика и результаты геотермического картирования юга Восточной Сибири // Применение геотермии в региональных и поисково-разведочных исследованиях. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1983, с. 55—60.

Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск, Наука, 1988, 200 с.

Лысак С.В., Дорофеева Р.П. Термальное состояние литосферы в Монголии // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (9), с. 929—941.

Лысак С.В., Дорофеева Р.П. Тепловой поток в кайнозойских рифтовых зонах Восточного Китая // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (6), с. 667—680.

Лысак С.В., Дорофеева Р.П., Дучков А.Д., Соколова Л.С. Термальное состояние литосферы Центральной Азии // Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии / Под ред. К.Г. Леви, С.И. Шермана. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2005, с. 89—120.

Милановский Е.Е. Основные этапы рифтогенеза на территории Китая (Тр. Межведомственного геофизического комитета). М., 1991, 148 с.

Смирнов Я.Б. Геотермическая карта Северной Евразии и методы анализа термической структуры литосферы (пояснительный текст). М., Изд-во ГИН АН СССР, 1986, 180 с.

Atlas of active faults in China. Xi' An Cartographic Publishing House, 1989, 121 p.

Chen C. H. Hot springs and geothermal resources in Taiwan // *Geology*, 1989, № 2, p. 321—339.

Chen G. Tectonics of China. Beijing, International Academic Publishing House, 1988, 258 p.

Chen M.X. A new map of hot springs. Distribution in China and its explanation. // *Scientia Geologica Sinica*, 1993, v. 2, p. 101—110.

Huang Chi-cheng. An outline of the tectonic characteristics of China // *Ecological Geol.*, 1978, v. 71, № 3, p. 611—635.

Huang S.P., Wang J.Y. Heat flow distribution and thermal structure of the continental area of China // *Advances in geoscience* (2). Beijing, China Ocean Press, 1992, p. 361—372.

Hutter G.W. The status of World geothermal power production. 1990—1994 // *Proceeding of the World Geothermal Congress*, 1995, v. 1, p. 3—4.

- Hu S., He L., Wang J.** Heat flow in the continental area of China: a new data set // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, v. 179, p. 407—419.
- Hu S., He L., Wang J.** Compilation of heat flow data in the China continental area (3rd edition) // *Chinese J. Geophys.*, 2001, v. 44, № 5, p. 611—626.
- Lithospheric dynamics atlas of China.** China Cartographic Publishing House. 1989, 225 p.
- Ma X.** Lithosphere dynamic map of China and adjacent seas (in scale 1:4 000 000) and explanatory notes. Beijing, Publishing House of Geology, 1987, 53 p.
- Mingchu Y.** (Chief Compiler). The map of regional crust stability of China (in scale 1:5 000 000) and explanatory notes. Beijing, Geological Publishing House, 1997, 28 p.
- Molnar P., Taponier P.** Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision // *Science*, 1975, v. 189, p. 419—426.
- Morgan P.** The thermal structure and thermal evolution of the continental lithosphere // *Phys. Chem. Earth*, 1984, v. 15, p. 107—193.
- Pollack H.N., Chapman D.S.** On the regional variation of heat flow, geotherms and the thickness of the lithosphere // *Tectonophysics*, 1977, v. 38, p. 279—296.
- Pollack H.N., Hutter S.J.** Heat flow from the Earth's interior: analysis of the global data set // *Rev. Geophys.*, 1993, p. 279—296.
- Shen X.** Crust and upper mantle thermal structure of Xizang (Tibet) inferred from the mechanism of heat flow observed in South Tibet // *Terrestrial heat flow and the lithosphere structure* / Eds. V. Chermak, L. Rybach. Berlin, Springer-Verlag, 1991, p. 293—307.
- Shen X., Yang S.Z., Zhang W.R.** Thermal properties of rock and their determination (in Chinese). Beijing, Science Press, 1988, 196 p.
- Tectonic system map of the Peoples Republics of China** (scale 1:2 500 000) with explanatory notes. Beijing, Inst. of Geomechanic, Chinese Academy of Geological Sciences, 1984.
- Tian Z.Y., Han P., Xu K.D.** The Mesozoic-Cenozoic East China rift system // *Tectonophysics*, 1992, v. 208, p. 341—363.
- Wang H., Qiao X.** Proterozoic stratigraphy and tectonic framework of China // *Geol. Magazine*, 1984, v. 121, № 6, p. 559—614.
- Wang J., Huang S.** Compilation of heat flow data in the China continental area (2nd Edition) // *Seismology and Geology*, 1990, v. 12, № 4, p. 351—366.
- Wang J., Huang S.** Heat flow pattern and indicators for tectonics in the continental area of China // *Terrestrial heat flow and geothermal energy in Asia* / Eds. M.L. Gupta, M. Yamano. New Delhi, Oxford & IBN Publ. LTD., 1995, p. 83—94.
- Wang J.Y.** Geothermics in China. Beijing, Seismological Press, 1996, 299 p.
- Wang J.Y., Wang J. A.** Thermal structure of the crust and upper mantle of the Liaohe rift basin // *Tectonophysics*, 1988, № 145, p. 293—304.
- Wang J.Y., Huang S.P., Chen M.X.** Terrestrial heat flux map // *Geophysical atlas in China* (in Chinese). Beijing, Geological Publishing House, 1996, 102 p.
- Wu Q.F., Xie Y.Z., Zu J.H., Wang D.** Geothermal flow and activity of earthquakes in North China // *Research on current crustal movement. Selected papers.* Beijing, Earthquake Publishing House, 1985, p. 131—141.
- Xiong L.P., Liu J., He L.J., Hu S.V., Wang J.Y.** Heat flow and hot spring data-base in China and compilation of geothermal map-set by computer // *Proceedings of the World Geothermal Congress*, 1995, v. 1, p. 479—483.