中国科学: 地球科学 2013 年 第 43 卷 第 9 期: 1396 ~ 1409
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

华北克拉通原型盆地及岩浆活动时空演化对克拉通破坏的制约

李洪颜①②*

① 中国科学院同位素地球化学国家重点实验室, 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640;
② 中国科学院矿物学与成矿学重点实验室, 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640
* E-mail: hongyanli@gig.ac.cn

收稿日期: 2012-08-10; 接受日期: 2012-12-18; 网络版发表日期: 2013-08-07
国家自然科学基金(批准号: 41003017, 41273042, 70914001)和中国科学院知识创新工程重要方向项目(编号: KZCX1-YW-15-1)资助

摘要 原型沉积盆地及岩浆活动时空演化过程能够为华北克拉通破坏提供有效的制约. 总体上, 华北克拉通破坏表现出自下而上、由边缘至腹地逐渐渗透以及时空不均一性特点. 华北东部腹地可能在早-中侏罗世已经遭到破坏, 破坏过程受到周边多板块作用的共同制约. 古亚洲洋板块的俯冲至少使华北克拉通北缘遭到破坏, 扬子板块的碰撞对克拉通破坏的影响是深远的, 控制了晚三叠世-中侏罗世构造岩浆活动的时空演化, Izanagi 板块和古太平洋板块的俯冲起到了决定性作用, 导致华北克拉通最终被破坏. 克拉通破坏的主导机制可能是热机械-化学侵蚀机制.

关键词
华北克拉通
中生代
浅部地质
原型盆地
时空演化

近 20 年来, 华北克拉通破坏或岩石圈减薄一直受到国际地学界的关注[1~3]. 目前, 华北克拉通晚中生代遭到破坏已经得到多数学者的认同, 但是在破坏的时空范围、主导机制以及动力学背景等方面仍然存在很多争议[4,5]. 虽然多数学者大致都以岩浆活动作为研究克拉通破坏的重要窗口[5], 但是不同学者之间研究对象却存在明显的时空差异, 同时对于破坏标准的把握也不尽相同, 以致得到了不同的结论. 通过对华北北缘晚古生代-早中生代基性-超基性杂岩体的研究, Zhang 等[6]发现晚三叠世软流圈地幔明显的参与了岩浆活动, 提出华北北缘可能在晚三叠世(~220 Ma)发生了岩石圈拆沉; Gao 等[3]提出辽西高镁埃达克岩是拆沉地壳岩石部分熔融的产物, 华北克拉通于中侏罗世发生了拆沉作用; Yang 等[7]通过对辽东半岛辉绿岩墙的研究, 提出辽东半岛可能在晚三叠世(~210 Ma)发生了岩石圈拆沉; 研究对象同处辽东地区, 但是姜耀辉等[8]通过对煌斑岩的研究提出华北岩石圈减薄的起始时间在晚侏罗世. 也有学者试图通过岩浆活动的时空演化规律来制约克拉通破坏的诸多学术争论, 但是同样没有形成统一的认识. 吴福元等[9]根据中生代岩浆活动的峰期在 135~115 Ma, 提出华北东部于早白垩世发生了岩石圈拆沉作用, 而早白垩世之前的岩浆活动与克拉通破坏无关; 路凤香等[10]认为伴随岩石圈强烈拉伸的软流圈来源玄武岩大规模喷发是岩石圈减薄的标志, 岩石圈减薄开始于 100 Ma, 高峰期肯定在 65 Ma 之后; 而 Xu 等[2,5,11]根据华北中-新生代岩浆活动的时空演化规律提出克拉通破坏具有时空不均一性, 持续时限超过

中文引用格式: 李洪颜. 华北克拉通原型盆地及岩浆活动时空演化对克拉通破坏的制约. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1396–1409
英文引用格式: Li H Y. Destruction of North China Craton: Insights from temporal and spatial evolution of the proto-basins and magmatism. Science China: Earth Sciences, 2013, 56: 464–478, doi: 10.1007/s11430-012-4534-9

100 Ma, 华北北缘可能开始于晚古生代, 东缘可能开始于晚三叠世, 高峰期在早白垩世-早新生代, 克拉通破坏的主导机制为热机械-化学侵蚀机制.

存在诸多争论的另外一个重要原因是克拉通破坏或岩石圈减薄主要是基于深部地质研究提出的概念, 目前对浅部地质的研究比较薄弱, 对浅部与深部地质演化之间的联动机制尚缺少系统的论证, 没有从整体上、宏观上对克拉通破坏过程进行控制. 诸多学术争论的探讨需要岩浆作用、构造演化、古地理演变等多学科资料的综合, 本文基于华北克拉通晚古生代-中生代原型盆地和岩浆作用的宏观演化规律, 对克拉通破坏的起始时限、动力学背景以及主导机制等学术争论进行了探讨.

1　区域地质背景

华北克拉通北面为中亚造山带的东段兴-蒙造山带, 西部与塔里木地块相望, 南面与扬子板块对接, 东面为太平洋[12]. 基底由东、西部陆块和中间带组成, 经历了太古代及早元古代漫长的地质演化, 构造十分复杂, 1.85 Ga 左右东部陆块和西部陆块沿中部带发生碰撞拼合而形成统一的结晶基底, 进入稳定的克拉通演化阶段[13]. 鄂尔多斯盆地占据了华北克拉通西部的大部分, 而东部主要被中-新生代渤海湾叠合盆地覆盖(图 1), 古生代至中生代早期华北克拉通西部连同东部发育统一的克拉通内盆地, 晚三叠世开始东、西部表现出明显的差异[14,15].

晚古生代以来华北克拉通经历了多次的板块碰撞与拼合, 理清华北板块与周缘板块的聚合过程是研究华北克拉通破坏的的重要内容之一. 古亚洲洋晚古生代开始向华北板块俯冲, 蒙古微陆块于晚三叠世晚期之前与华北板块碰撞拼合, 形成华北-蒙古板块[16~18]; 晚三叠世扬子板块与华北板块东部开始碰撞, 并最终于早侏罗世之前与华北南缘实现对接[19,20]; 早-中侏罗世开始 Izanagi 板块开始向东亚大陆俯冲, 并且在后期经历了多次运动方向、速度的转变[21]; 中-晚侏罗世华北-蒙古板块与西伯利亚板块拼合[22]. 华北板块在基底形成以及与周边板块的构造拼贴过程中形成了太行山、阴山-燕山、秦岭-大别、郯庐断裂带四条明显的岩石圈薄弱带, 晚古生代以来沿这些薄弱带发生了强烈的构造和岩浆活动.

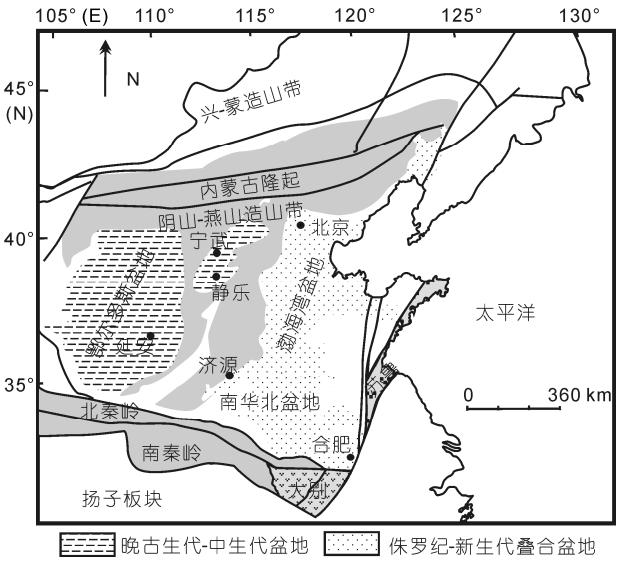


图 1　华北克拉通构造简图

2　克拉通破坏的标志

岩浆活动是研究深部地质过程的重要窗口, 但是由于酸性岩浆大多起源于地壳, 而地幔向地壳传热导致地壳熔融是酸性岩浆产出的主要方式(底侵或者内侵作用), 因此酸性岩浆活动要滞后于深部岩石圈演化[5]. 克拉通破坏的本质是岩石圈巨量减薄, 与此相伴的是对流软流圈的上涌和岩石圈热结构的改变, 因此基性岩浆活动能够对克拉通深部岩石圈演化提供有效的制约. 克拉通型岩浆活动、基性岩浆源区由富集地幔向亏损地幔的转换、软流圈来源岩浆、软流圈来源的碱性玄武岩和拉斑玄武岩之间的转变都可能是岩石圈减薄的体现, 但并不是绝对标志, 需要结合岩浆活动的时空演化规律加以判断[5,23].

如果克拉通遭到破坏, 深部岩石圈巨量减薄, 浅部宏观地质同样会出现明显的响应, 例如: (1) 大面积强烈的岩浆活动; (2) 地势由高到低的转变; (3) 地表强烈的伸展构造运动[4,24]. 原型盆地的时空演化能够较为全面的刻画克拉通破坏过程的浅部地质响应, 结合岩浆活动的时空演化规律, 能够对有关克拉通破坏的诸多学术争论提供有效的制约.

3　原型盆地及岩浆活动时空演化

对华北克拉通典型盆地中生代地层进行对比(表 1), 发现华北克拉通经历了晚三叠世、晚侏罗世和晚

表 1　华北克拉通中生代地层对比 [a)]

		鄂尔多斯盆地	宁武-静乐盆地	济源盆地	燕山盆地	渤海湾盆地					合肥盆地	鲁西盆地
						冀中坳陷	黄骅坳陷	临清坳陷	渤中坳陷	济阳坳陷		
K	K_2					无极组	唐海组	无极组		王氏组	张桥组	宫庄群
	K_1	志丹群			九佛堂组 土城子组 髫髻山组 九龙山组 龙门组 上窑坡组	丰台组 卢沟桥组 辛庄组	石臼坨组	丘城组 临西组	未建岩石单位	西洼组 蒙阴组	邱庄组 新庄组	青山组 分水岭组
J	J_3	芬芳河组										
	J_2	安定组 直罗组 延安组	安定群 直罗群	未命名	下窑坡组	苏桥组 杨村组	下花园组	三台组	未建岩石单位	三台组 坊子组	周公山组 圆筒山组	三台组
	J_1	富县组	延安群		南大岭组	葛渔城组		坊子组			防虎山组	坊子组
T	T_3	延长组	延长群	延长群	杏石口组							
	T_2	纸坊组	二马营群	二马营群	二马营组	少量分布		二马营组				
	T_1	和尚沟组 刘家沟组						和尚沟组 刘家沟组				

a) 浅灰色示局部少量分布, 竖线示地层缺失. 据文献[5, 15, 25~27]以及山东省、河北省、河南省、山西、陕西省区域地质资料

白垩世三次明显的地层缺失. 华北东部早-中侏罗世广泛的坳陷盆地似乎与侏罗纪高原[28~30]之间存在矛盾, 而侏罗纪是否存在高原对于解答克拉通破坏的起始时限和主导机制至关重要. 本文原型盆地研究集成了大量前人研究的成果(特别是渤海湾盆地), 重点研究了侏罗纪原型盆地, 将侏罗纪盆地进一步细分为早-中侏罗世和晚侏罗世两个阶段. 按照盆地演化时代的划分对岩浆活动的时空演化规律进行了研究, 其中基性岩浆活动是我们关注的重点.

3.1　古生代

华北克拉通晚元古代以来一直处于稳定状态, 克拉通化以后最早的岩浆活动为出现在郯庐断裂带附近的一套金伯利岩(~470 Ma), 揭示华北克拉通早古生代存在一个厚的(~200 km)岩石圈[1,31]. 晚古生代华北北缘受古亚洲洋俯冲影响发生了强烈的岩浆活动[17,32](图 2(a)), 华北腹地晚古生代沉积砂岩碎屑锆石物源分析证实华北北缘在安第斯岛弧岩浆作用过程中, 快速的抬升, 遭受了强烈的剥蚀, 深成侵入岩被快速的剥露到地表[18,33], 这是华北克拉通显生宙最早的大规模差异隆升, 暗示晚古生代华北克拉通北缘受古亚洲洋板块的南向俯冲作用已经活化. 但是此时华北克拉通腹地整体上接受了海陆交互相沉积, 并没有表现出分异现象[34], 古亚洲洋俯冲造成的克拉通破坏范围是有限的, 可能仅仅局限于华北的北缘.

3.2　三叠纪

沉积地层对比发现目前三叠系残留地层在华北东部分布十分有限, 但是石油地质工作者先后综合利用镜质体反射率法(R_o)、声波时差法及磷灰石裂变径迹等方法, 对三叠系地层原始厚度进行了恢复, 发现中国东部早-中三叠世存在广泛的沉积, 与西部鄂尔多斯盆地组成大型的克拉通内陆盆地; 晚三叠世华北东、西部表现出明显的差异, 华北东部在晚三叠世早期上升为剥蚀区, 鄂尔多斯盆地在晚三叠世晚期抬升遭受剥蚀[15,35,36](图 3(a)和(b)). 原型盆地演化表明晚三叠世华北克拉通整体性遭到破坏, 华北东、西部开始分异, 浅部具有抬升响应, 时间上东部早于西部, 幅度东部强于西部.

华北克拉通三叠纪岩浆活动集中在晚三叠世, 分布范围有限(图 2(b)), 主要分布于华北克拉通周缘, 如南缘秦岭造山带钙碱性花岗岩[38], 东缘山东荣城甲子山正长岩, 辽东半岛和吉林南部地区的碱性侵

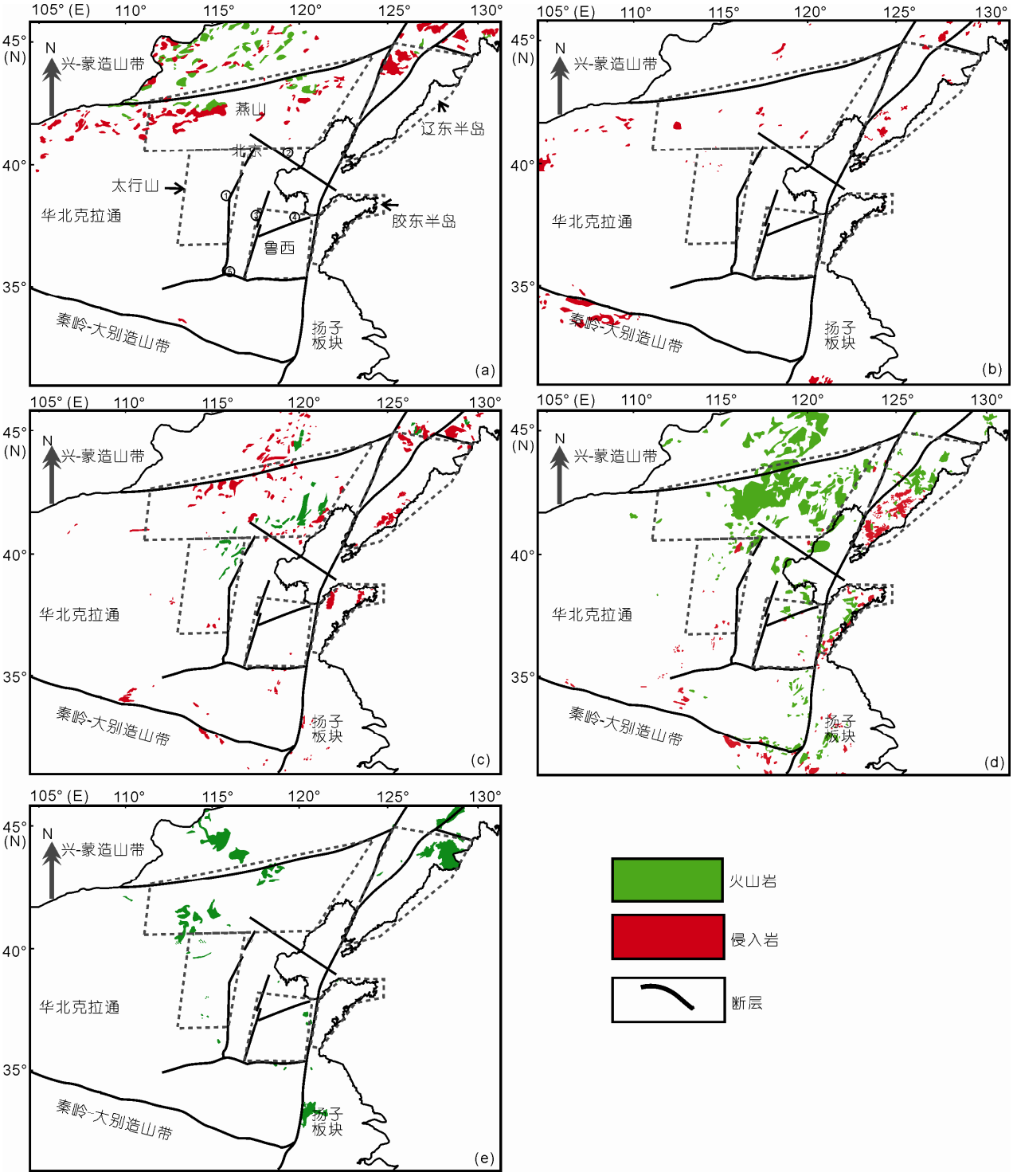


图 2　华北板块晚古生代-新生代火成岩分布图

(a) 石炭-二叠纪; (b) 三叠纪; (c) 侏罗纪; (d) 早白垩世; (e) 新生代. ① 太行山东断裂; ② 张家口-蓬莱断裂; ③ 盐山-岐口-新港 兰考-聊城断裂; ④ 齐广断裂; ⑤ 三门峡-焦作-丰县-沛县断裂. 在图(b)~(e)中, 一些地名和断层编号省略, 详见图(a). 据徐义刚等[5]修改

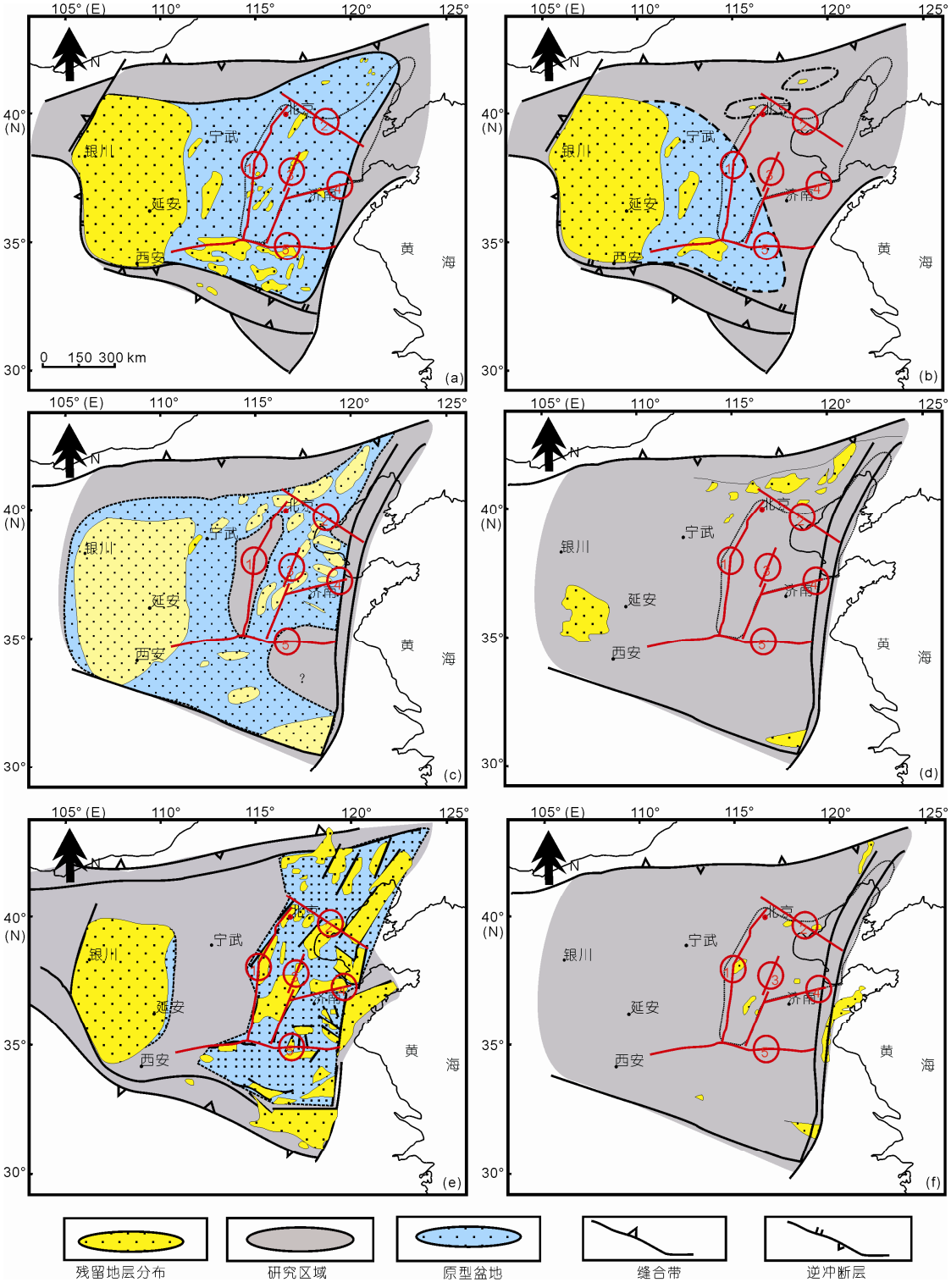


图 3　华北克拉通晚古生代-中生代原型盆地演化

(a) 早-中三叠世原型盆地; (b) 晚三叠世原型盆地(鄂尔多斯盆地区采用晚三叠世早期地层分布); (c) 早中侏罗世原型盆地; (d) 晚侏罗世原型盆地; (e) 早白垩世原型盆地; (f) 晚白垩世原型盆地. ① 太行山东断裂; ② 张家口-蓬莱断裂; ③ 盐山-岐口-新港 兰考-聊城断裂; ④ 齐广断裂; ⑤ 三门峡-焦作-丰县-沛县断裂. 据文献[5, 15, 25, 37]修改

入岩[7,39~41], 以及华北北缘的基性-超基性杂岩体[6]. 晚三叠世华北周缘岩浆活动都发现了软流圈地幔的指纹, 不约而同的解释是这些岩石都形成于后碰撞阶段, 与岩石圈拆沉作用有关. 不论是何种机制, 晚三叠世华北克拉通周缘存在软流圈的上涌是不可否认的.

3.3　早-中侏罗世

3.3.1　原型盆地

早-中侏罗世华北克拉通东、西分异加剧. 受晚三叠世晚期构造抬升影响, 西部鄂尔多斯盆地缺失早侏罗世早期沉积, 早侏罗世晚期重新开始接受沉积, 平行不整合于上三叠统地层之上, 盆地性质为一个大型的内陆湖盆, 处于区域弱引张应力环境[25]. 山西宁武-静乐盆地、河南济源盆地下侏罗统地层与下伏上三叠统地层仍为整合或平行不整合接触关系, 岩性与鄂尔多斯盆地可以对比[42,43].

华北东部各盆地间表现出截然不同的性质, 燕山-辽西地区盆地早侏罗世性质主要为克拉通内盆地, 中侏罗世开始受到逆推断层控制, 构造线方向主要为 EW 向、NE-NNE 向, 主要为挤压环境下的挠曲盆地[44]. 鲁西-渤海湾地区主要发育地壳褶皱式的坳陷盆地, 中-下侏罗系地层直接覆盖在古生代地层或太古代-元古代基底之上, 兰-聊断裂两侧的盆地表现出明显不同的性质[45], 此断裂以东(如蒙阴盆地、济阳凹陷)主要发育 NW 走向的坳陷盆地, 主要受到 SW-SWW 向向 NE-NEE 向逆冲断层控制(图 4); 而此断裂以西主要发育 NNE-NE 向盆地, 主要受到 SE-SEE 向向 NW-NWW 向逆推断层控制[15,46](图 3(c)). 总体上, 鲁西-渤海湾地区被逆冲断层、凸起分割, 表现为剥高填低的剥蚀沉积作用, 表现出明显的时空差异. 合肥盆地为 NW 走向的似前陆盆地[45], 早侏罗世开始接受沉积, 中-下侏罗统主要为粗-细碎屑岩沉积, 沉积物源由南部造山带物源体系、北部克拉通地台物源体系和自西向东的轴向物源体系组成, 厚度由南向北逐渐减薄, 与大别山第二次快速隆升具有很好的耦合关系[47]. 早-中侏罗世位于兰-聊断裂以东的鲁西-渤海湾盆地在构造样式上与合肥盆地具有明显的相似性, 都为近 NW 走向, 都受到 SW-SWW 向向 NE-NEE 向逆冲断层控制.

碎屑锆石物源分析表明华北腹地各盆地都接受了大量来自周缘造山带的沉积物源(图 5). 鄂尔多斯盆地北部、宁武-静乐盆地、兰-聊断裂以西的渤海湾盆地及燕-辽盆地接受了大量来自华北北缘和兴-蒙造山带的沉积物源[18,33,48]; 而鄂尔多斯盆地南部、济源盆地、以及兰-聊断裂以东的鲁西-渤海湾盆地除了华北北缘和兴-蒙造山带物源以外, 还接受了来自南缘秦岭-大别造山带的沉积物源(未发表数据). 对比发现来自华北南缘的物源由合肥盆地向济阳凹陷方向逐渐减少, 暗示早-中侏罗世期间兰-聊断裂以东盆地部分物源搬运过程可能经过了合肥盆地. 综合华北克拉通盆地构造样式、地层岩性、与下伏地层接触关系及碎屑锆石物源分析结果, 笔者认为鄂尔多斯盆地南部向东经过河南洛阳、济源一带与合肥盆地相连, 北部可能向东延伸与燕-辽地区相连, 而同时合

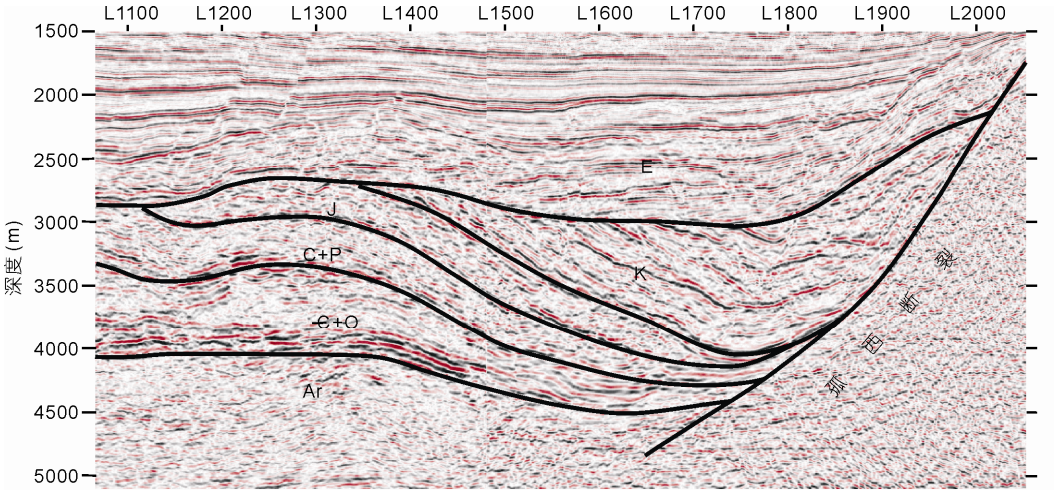


图 4　济阳坳陷罗 54-义 125 三维地震剖面

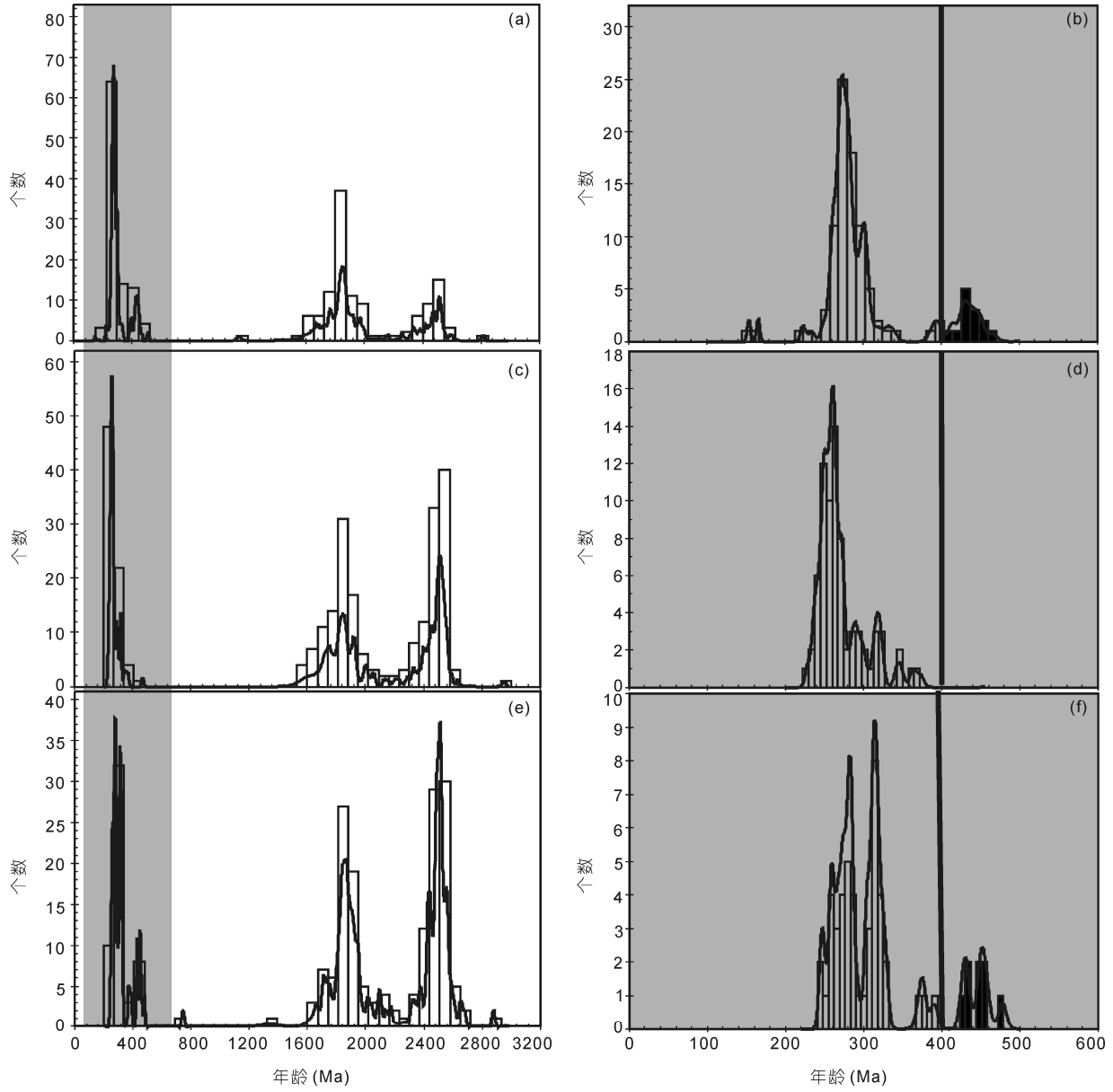


图 5　华北克拉通晚古生代-中生代砂岩碎屑锆石年龄谱

(a), (c), (e)分别为中侏罗世、晚三叠世和晚古生代砂岩碎屑锆石年龄谱; (b), (d), (f)分别为中侏罗世、晚三叠世和晚古生代砂岩中显生宙锆石年龄谱. 数据来自文献[18, 33, 47, 48]及未发表数据. 华北东部与华北西部各阶段沉积具有相似的锆石年龄谱

肥盆地又向北与兰-聊断裂以东的鲁西-渤海湾盆地相连. 这也暗示着华北东部晚三叠世大规模抬升之后, 在早-中侏罗世存在明显的沉降, 华北东部早-中侏罗世并不存在高原.

3.3.2　岩浆活动

侏罗纪的岩浆活动仍然主要集中在华北克拉通边缘薄弱带, 如燕山带、辽东大部以及胶东地区[49~52] (图 2(c)), 腹地岩浆活动零星出现, 如鲁西的铜石杂岩体[11,53]. 边缘岩浆活动以酸性岩浆为主, 具有埃达克质岩石的微量元素特征(图 6)[5], 说明此时华北周缘可能受到挤压作用影响存在地壳增厚现象. 侏罗纪基性岩浆极少, 目前只在辽东半岛铧子裕报道有基性煌斑岩[8].

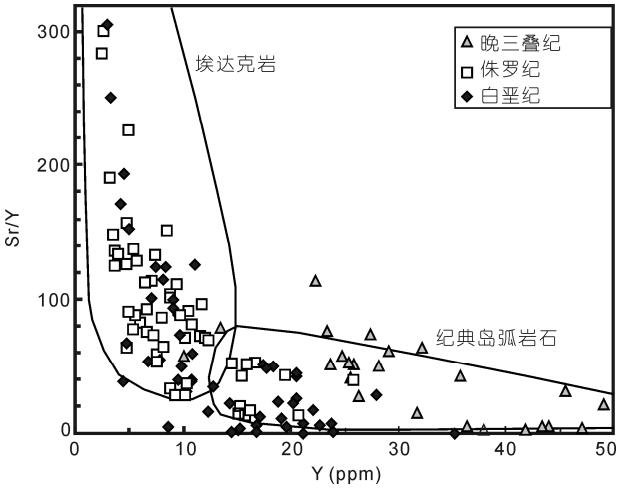


图 6　华北克拉通晚三叠世-白垩纪酸性岩浆的 Sr/Y-Y 图解

鲁西铜石杂岩体为研究华北克拉通腹地侏罗纪岩石圈演化提供了重要的窗口, 早期的正长岩(185 Ma)是华北腹地最早的酸性岩浆活动, 具有较高的 ε_{Nd} 值(0.9~4.9), 显示了较大程度软流圈地幔物质的参与[53]; 而晚期的二长花岗岩(177 Ma)的 ε_{Nd} 值较低(−11.4~−12.1), $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值变化于 0.7040~0.7042, 并显示特征的非放射成因 Pb 同位素比值($^{206}Pb/^{204}Pb$ 值 16.11~16.56; $^{207}Pb/^{204}Pb$ 值 15.07~15.1; $^{208}Pb/^{204}Pb$ 值 35.87~36.13)[11], 很可能是华北克拉通晚太古代下地壳物质的熔融产物. 铜石杂岩体岩浆演化与软流圈向上侵蚀岩石圈的过程具有一致性, 暗示腹地岩石圈减薄可能是一个自下向上的过程. 华北东部晚三叠世-中侏罗世岩浆活动表现出软流圈地幔自下向上、由边缘向腹地逐渐渗透的趋势.

3.4　晚侏罗世

晚侏罗世鄂尔多斯盆地周缘受到多向挤压作用, 上侏罗统地层分布十分局限, 仅在西南部的庆阳、千阳、凤翔一带有零星的山麓相沉积, 岩性为棕红、紫灰色块状砾岩、巨砾岩, 有时夹少量棕红色砂岩及泥质粉砂岩, 沉积厚度急剧变化[25,43]. 山西宁武-静乐盆地、河南济源盆地均缺失上侏罗统地层[42]. 阴山-燕山-辽西一带受阴山-燕山大型逆冲推覆构造影响, 发育前缘拗陷盆地, 土城子组(大青山组、蓝旗组)构成完整的以粗碎屑岩为主的沉积旋回, 明显受逆冲断裂的控制, 碎屑沉积岩成分与逆冲基岩类型密切相关[44]. 渤海湾盆地整体上缺失上侏罗统地层[27](表 1). 合肥盆地仍能接受来自大别山隆升后的剥蚀产物, 但是相对于早侏罗世, 中、晚侏罗世沉积强度明显的减弱[47].

华北克拉通东部于晚侏罗世发生中生代第二次整体构造抬升(图 3(d)), 目前对于其隆升的机制尚不清楚. 目前在华北东部周缘尚没有发现与高原有关的沉积相, 笔者认为华北克拉通东部在这次整体抬升中并没有形成高原. 资料显示鲁西-渤海湾地区较大规模的岩浆活动主要集中在 190~155 和 135~115 Ma 两个时段[9,23], 晚侏罗世存在一个岩浆间歇期.

3.5　早白垩世

早白垩世鄂尔多斯盆地沉降, 表现为大型的克拉通内坳陷盆地性质[25]; 鲁西-渤海湾地区发生盆地构造翻转, 早-中侏罗世的逆断层转变为逆向正断层, 下白垩统地层分布范围远超过中-下侏罗统(图 3(e)), 从岩性和构造特征来看盆地属于裂陷盆地或者走滑裂陷盆地[15]; 燕山地区下白垩统张家口组火山岩、火山碎屑岩区域不整合于土城子组之上, 展布方向由近东西向转变成北北东向, 除火山岩盆地外, 均受正断层控制, 具有半地堑形态[44], 应力环境由南北向为主的多向挤压转变成近东西向的伸展. 赵越等[54,55]综合浅部地质演化提出早白垩世华北克拉通发生了构造体制转折.

华北克拉通早白垩世岩浆活动的范围和强度达到顶峰[5,9], 岩浆作用除分布在岩石圈薄弱带以外, 也出现在华北克拉通腹地, 呈现出由克拉通边缘向腹地渗透的趋势(图 2(d)). 白垩纪岩浆作用以基性和酸性岩浆面状共生为特征, 早白垩世花岗岩中只有少量显示了埃达克质岩石的性质(图 6), 说明当时地壳经历了某种程度的减薄[5]. 强烈的岩浆活动对应浅部广泛的裂陷盆地说明早白垩世华北克拉通破坏进入峰期.

3.6　晚白垩世-新生代

晚白垩世渤海湾盆地仅发育少量残余坳陷盆地, 燕山-辽西地区沉积地层分布相对于下白垩统范围缩小, 向西部迁移, 鄂尔多斯盆地整体缺失上白垩统地层[15,25], 晚白垩世华北克拉通可能发生了第三次构造抬升(图 3(f)), 从盆地的性质及展布空间可以判断抬升的规模不大, 速度缓慢. 晚白垩世抬升之后, 渤海湾盆地于古新世-渐新世期间发生强烈裂陷, 渐新世-中新世期间盆地性质转变为走滑盆地, 至此现今

渤海湾盆地的轮廓形成[56].

华北克拉通腹地晚白垩世开始出现软流圈地幔来源玄武岩[57,58], 但是都为强碱性玄武岩. Xu[2]根据华北东部第三纪基性岩浆作用多为拉斑和弱碱性玄武岩, 起源深度较浅, 而晚第三纪至第四纪, 火山作用强度相对减弱, 以碱性和强碱性为主, 代表了较深的起源深度, 提出第三纪以后岩石圈演化逐渐由减薄过渡为增生. 渤海湾盆地济阳凹陷新生代钻孔玄武岩研究表明, 晚白垩世-中新世中期玄武岩的起源存在逐渐变浅的趋势, 而中新世中期之后源区又转向逐渐变深的趋势(未发表数据). 古新世-中新世软流圈来源玄武岩浆起源深度逐渐变浅对应着浅部强烈的裂陷, 而之后岩浆起源深度逐渐变深对应着浅部裂陷作用的消失, 说明岩石圈减薄-增生的转换期发生在中新世, 中新世之前华北克拉通东部仍在遭受破坏.

4 讨论

4.1 克拉通破坏的开始

华北克拉通北缘晚古生代构造抬升控制了当时的沉积格局, 华北克拉通晚古生代沉积厚度具有东南厚西北薄的特点(图 7)[34], 说明当时的古地势是西北高, 东南低. 显生宙最早的大规模岩浆活动和差异隆升出现在华北克拉通北缘[33], 说明华北克拉通北缘的岩石圈结构和热状态在晚古生代已经发生了改变, 因此无论是何种动力学机制, 正是自晚石炭世古亚洲样板块的俯冲作用拉开了华北克拉通破坏的序幕, 此后华北克拉通逐渐的分异、破坏, 从这个意义上说, 晚石炭世可以看做华北克拉通破坏的起始时间[5,33]. 但是华北克拉通晚古生代遭受破坏的范围有限, 仅仅局限在华北的北缘.

晚三叠世华北克拉通东、西分异(图 3(a)和(b))在原型盆地的演化历史中表现的尤为明显. 晚古生代-中三叠世华北克拉通整体上为连续沉积[34], 而中-晚三叠世期间仅有西部的鄂尔多斯盆地仍为连续沉积. 残留地层对比显示自西向东中-下三叠统、上三叠统地层残留厚度逐渐减薄, 直至缺失, 而且, 在残留有下三叠统的地区, 古生界的厚度稳定, 而在缺失下三叠统的地区, 古生界的厚度也出现自西向东逐渐减薄的趋势. 由于华北克拉通古生代-中三叠世为稳定的克拉通盆地沉积, 其原始地层厚度应该相对稳定, 因此现今所观察的厚度自西向东的变化是晚三叠世期间剥蚀的结果[15,36,37]. 所有这些均表明在晚三叠世华北东部存在一次大规模的隆升运动, 华北地区的地势转化为东南高(遭受剥蚀)西北低(接受沉积).

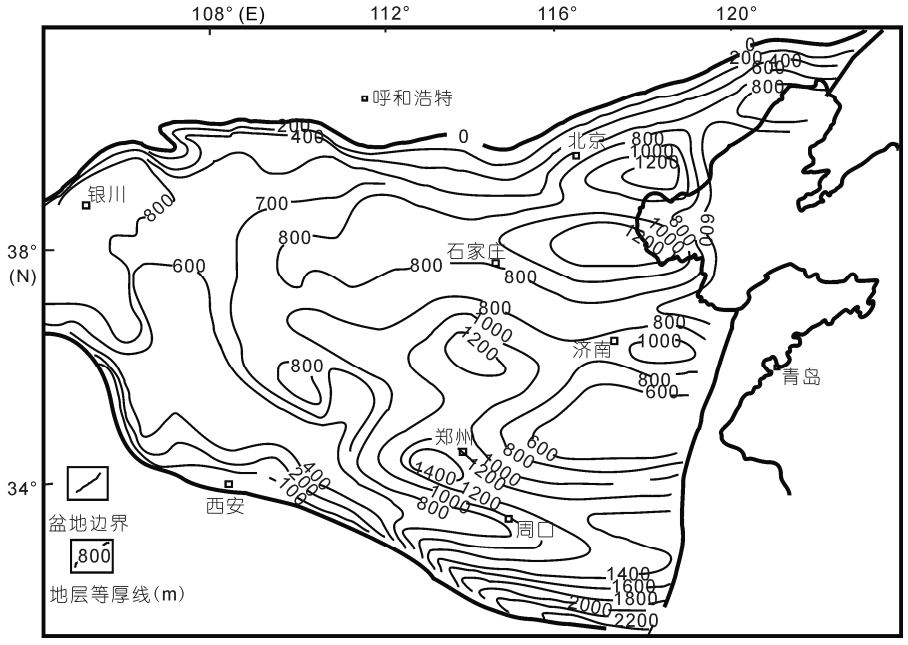


图 7　华北克拉通晚古生代沉积等厚图

研究发现华北西部在晚三叠世接受了大量来自东部的再循环沉积(未发表数据). 晚三叠世华北克拉通周缘都出现了不同程度的地幔上涌[6,7,38], 暗示此时克拉通周缘岩石圈已经遭到破坏, 此时华北东部浅部地质尚没有分异的证据, 也可能是三叠系地层被剥蚀, 证据被毁灭.

早-中侏罗世华北东部浅部出现分异现象, 各坳陷盆地表现出应力环境的差异[15,45]. 华北东部晚三叠世发生大规模的抬升可能是扬子板块与华北板块东部碰撞的浅部地质效应, 早-中侏罗世盆地性质指示华北东部当时仍处于挤压应力环境. 然而碎屑锆石物源分析表明鲁西-渤海湾盆地却接受了大量来自周缘造山带的沉积物源(未发表数据), 可能的解释是早-中侏罗世华北东部地势发生了回落. 早侏罗世铜石杂岩体中正长岩的地球化学性质与 OIB 相似[53], 同位素组成显示具有软流圈地幔组分的参与, 说明华北克拉通东部地区早-中侏罗世存在软流圈上涌, 岩石圈已经有所减薄. 在不考虑热膨胀作用或者热膨胀作用很小的情况下, 根据重力均衡效应, 软流圈的上涌会造成浅部地势的回落[59].

仅有少量岩浆活动的原因可能是因为岩石圈减薄过程并不一定有浅部岩浆活动的伴生, 尤其对较厚的克拉通岩石圈根来说. 大陆岩石圈地幔中富集组分主要赋存于~100 km 的深度[60], 如果华北岩石圈的初始厚度为~200 km 的话[1,31], 这些富集组分虽然具有较低的熔融温度, 但由于与下伏软流圈仍有~100 km 的距离, 受对流软流圈热传导的影响不大, 只有当岩石圈减薄到一定程度, 对流软流圈向岩石圈热传导的贡献增强使岩石圈地温梯度与富集地幔的固相线相交才能导致熔融, 所以此时岩石圈地幔来源的岩浆活动难以形成. 同时, 较厚的岩石圈厚度(>120 km)以及挤压应力背景对软流圈地幔岩浆活动起到了抑制作用[23].

晚古生代-侏罗纪原型盆地及岩浆活动的时空演化规律表明, 克拉通破坏的过程具有时空不均一性, 华北克拉通北缘可能在晚古生代就已经遭到破坏, 南缘和东缘可能在晚三叠世开始遭到破坏, 而华北东部腹地则在早-中侏罗世就已经遭到破坏, 克拉通破坏过程表现为自下而上、由边缘向腹地的逐渐渗透过程.

4.2 克拉通破坏的动力学背景

克拉通破坏的动力学背景与起始时限两个问题相互关联. 总体而言华北不同期次的岩浆作用、盆地性质对应于不同的构造背景. 晚古生代古亚洲洋板块的南向俯冲作用不但引起华北克拉通北缘广泛的岩浆活动, 同时引起了浅表的剧烈抬升, 标志着克拉通破坏的开始[18,33].

晚三叠世扬子板块与华北板块在大别-苏鲁地区首先碰撞, 随后以东部为支点, 晚三叠世-早侏罗世华北板块发生 45°~50°的逆时针旋转, 扬子板块发生 25°~30°的顺时针旋转, 早侏罗世扬子板块与华北板块南缘实现最终拼接[19]. 徐淮地区发现石榴石全岩 Sm-Nd 年龄为(219±5) Ma 的榴辉岩包体, 与大别榴辉岩年龄(220~240 Ma)基本一致[61], 如果这些榴辉岩是华北下地壳变质而成, 那为晚三叠世华北克拉通东部地壳加厚提供了岩石学证据, 大规模抬升与地壳加厚也就联系起来. 此外, 扬子板块与华北板块的构造拼贴空间上与华北岩石圈地幔域的划分具有很好的耦合关系(图 8). 晚三叠世华北东缘和南缘岩浆活动无论是造山后伸展背景的产物, 还是深俯冲板片发生断离, 软流圈地幔沿板片窗上涌导致上覆华北岩石地幔发生熔融所致, 都是华北克拉通周缘遭受破坏的表征[63,64].

扬子板块对华北板块的挤压作用对华北东部早-中侏罗世盆地具有很强的控制作用, 合肥盆地、鲁西盆地和济阳坳陷主要受到 SW-SWW 向向 NE-NEE 向逆冲断层控制(图 6), 断层走向为 NW 向[15]. 此时形成的鲁西铜石杂岩体已被证实有软流圈地幔成分的大量参与[53], 可能与深俯冲扬子板块局部拆离诱发的软流圈上涌有关. 可见, 扬子板块的构造拼贴对于华北克拉通的破坏产生了深远的影响, 控制了华北克拉通晚三叠世-早侏罗世构造、岩浆活动的时空演化.

早-中侏罗世 Izanagi 板块开始以 4.7 cm a^{-1}的速度向东亚大陆正向俯冲[21], 渤海湾盆地西部地区主要受到 SE-SEE 向向 NW-NWW 向逆推断层控制[15], 逆冲构造走向是以 NNE-NE 向为主. 克拉通周缘岩浆活动(190~155 Ma)呈 NNE 向展布, 主要以花岗岩为主, 普遍具有埃达克质岩石的特点[5], 可能与俯冲前缘地壳增厚有关. 晚侏罗世华北克拉通受到 Izanagi 板块、西伯利亚板块的多重应力作用, 表现为整体抬升, 鲁西-渤海湾地区存在岩浆活动间歇期.

早白垩世初期 Izanagi 板块突然改变运动方向和

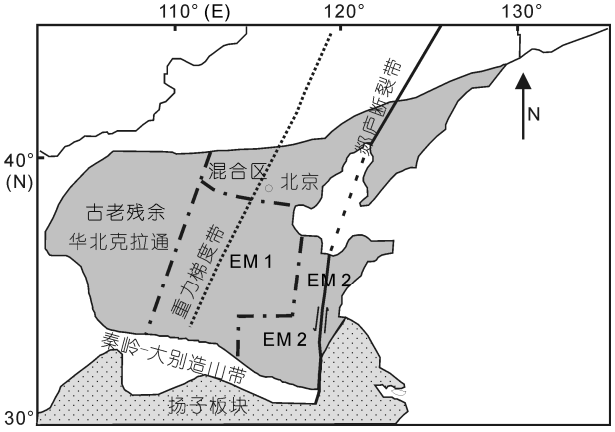


图 8　华北中生代岩石圈地幔高度化学不均一性

据周新华和张宏福[62]修改

速度, 以 30 cm a^{-1}的速度向正北运动, 斜向俯冲于东亚大陆之下[21], 早白垩世正是华北东部构造转折的关键时刻[54,55]. 渤海湾盆地形成广泛的 NE-NNE 向裂陷盆地[15], 燕山-辽西、渤海湾、阴山造山带附近出露大量的火山岩及火山碎屑岩, 大量的变质核杂岩广泛发育[65], 郯庐断裂带的左行走滑[66], 标志着克拉通破坏进入峰期. Izanagi 板块的俯冲作用及后期运动方向、速度的转变对华北克拉通破坏起到决定性作用, 一方面机械引张本身就会引起岩石圈的减薄, 同时引张应力环境有利于岩浆作用的形成[23], 有利于软流圈地幔对上浮岩石圈地幔的热机械-化学侵蚀作用的进行.

综上所述, 华北克拉通破坏过程并不是受到单一板块作用的控制, 而是受邻近多块体共同作用的制约, 晚古生代古亚洲洋板块的俯冲作用至少使华北克拉通北缘遭到破坏, 扬子板块的碰撞对克拉通破坏的影响是深远的, 控制了晚三叠世-中侏罗世的构造岩浆活动性质及规律, Izanagi 和太平洋板块的俯冲起到了决定性作用, 导致华北克拉通最终被破坏.

4.3　克拉通破坏的机制

目前, 克拉通破坏诸多学术争论的焦点是克拉通破坏的机制, 主要集中在拆沉机制和热机械-化学侵蚀机制之上[4,5], 分别表现为自上而下和自下而上的过程. 岩石圈减薄导致的浅部地势变化主要受到 2 个因素的制约: 重力均衡作用和热膨胀作用. 地球各圈层的密度存在明显的区别, 例如岩石圈地幔密度约为 3.0 g cm^{-3}, 而软流圈地幔密度则约为 3.35 g cm^{-3}[67], 那么岩石圈厚度的变化会造成重力梯度的变化. 根据均衡理论预测, 上述两种机制会产生截然不同的浅部地质响应, 反过来通过浅部地质研究就可以为克拉通破坏的机制提供一些制约. 拆沉机制的驱动力为重力不稳定性, 整个过程的主要浅部地质响应包括: 拆沉前地表隆升(地壳加厚, 下地壳榴辉岩相相变的前提)、拆沉后地表大规模的区域性快速抬升以及之后的迅速回落(重力均衡作用)、强烈的伸展垮塌(通常表现为变质核杂岩和伸展正断层)、面状分布的深源碱性岩浆活动、较高的热流(高温低压变质作用)[3,68~70].

热机械-化学侵蚀机制所对应的浅部地质响应相对比较缓慢, 因为软流圈地幔密度大于岩石圈地幔密度, 如果岩石圈地幔受到热机械-化学侵蚀作用减薄, 如果仅仅考虑重力均衡作用不考虑热膨胀或者热膨胀作用极其微弱, 地表会表现为缓慢的沉降[59], 同时, 软流圈来源熔体不断交代上覆岩石圈地幔, 会造成岩石圈地幔的富化(方辉橄榄岩向二辉橄榄岩的转变), 密度的增加[70], 也可能会引起浅表的缓慢沉降; 如果热膨胀作用比较强烈, 浅部也会出现区域性隆升, 如地幔柱作用下大火成岩省喷发前浅部的抬升[59,71]; 较长的破坏时间、时空不均一性以及带状岩浆活动[72~75].

拆沉机制和热机械-化学侵蚀机制在岩石圈减薄过程中所引起的浅表地质响应差异明显, 拆沉机制会引起地表的两次明显抬升, 第一次是榴辉岩相相变的前提, 抬升可能表现为缓慢的过程, 但是第二次岩石圈拆入软流圈过程中重力不稳定性导致的抬升却是一次“突发事件”, 是一个快速的过程, 而之后又应表现出迅速的回落; 热机械-化学侵蚀作用可能会引起地表的缓慢沉降, 就像冰在水中的融化过程, 也可能因为热膨胀的作用浅表会表现出缓慢的抬升.

晚三叠世扬子板块与华北板块的碰撞造成华北东部浅部抬升及地壳加厚, 榴辉岩包体的发现和原型盆地演化都支持这一观点[15,61]. 根据预测如果岩石圈发生整体性拆沉作用, 华北东部会在晚三叠世抬升的基础上出现第二次快速抬升, 而原型盆地演化表明表明晚三叠世之后华北东部未表现出快速抬升的沉积相应. 晚侏罗世的区域隆升及随后早白垩世的强烈裂陷似乎与拆沉机制相符, 但是值得注意的是目前尚不能证实晚侏罗世整体抬升是一个迅速的大规模事件, 同时大规模的软流圈地幔来源岩浆

活动在晚侏罗世并没有发生, 即使在克拉通破坏的峰期-早白垩世, 软流圈来源的岩浆活动也没有出现[5]. 所以晚侏罗世-早白垩世浅部地质演化并不是岩石圈拆沉的浅部地质效应, 拆沉作用对克拉通破坏的贡献是有限的.

克拉通浅部盆地的演化能够反映深部岩石圈的演化过程, 软流圈侵蚀岩石圈地幔以及岩石圈地幔由方辉橄榄岩相向二辉橄榄岩相转变都可能造成浅部的沉降, 华北东部早-中侏罗世的沉降可能就是岩石圈减薄的表现. 如果考虑热膨胀作用, 在裂陷盆地形成之前可能会表现出整体性缓慢抬升[12,59], 这种热膨胀可能就是晚白垩世华北东部抬升的原因.

华北东部侏罗纪-新生代古地势的演化受到岩石圈减薄(重力均衡作用、热膨胀作用)和板块作用的控制. 早-中侏罗世华北东部沉降的原因可能是岩石圈减薄、岩石圈地幔逐渐富化所致, 而此时热膨胀作用和板块作用影响较小; 晚侏罗世抬升以及早白垩世的裂陷都与周缘板块的远程效应有关; 晚白垩世岩石圈已经大幅度减薄, 热膨胀对古地势起到主导作用, 导致浅部的抬升; 古新世-中新世渤海湾盆地广泛的裂陷作用是软流圈上涌导致的主动裂陷. 综上所述, 华北中-新生代原型盆地演化过程与热机械-化学侵蚀机制的预测较为相符. 此外, 中生代火山岩分布呈带状而不是呈面状, 火山岩成分上也表现出明显的时空不均一性[5], 都符合热机械-化学侵蚀机制所预测的浅表地质效应, 但是并不能否认拆沉作用在克拉通周缘局部的发生, 只是克拉通破坏的主导机制应当为热机械-化学侵蚀机制.

5 结论

(1) 原型盆地和岩浆作用时空演化规律指示克拉通破坏的控制因素是多元的. 晚古生代古亚洲洋板块的俯冲作用造成了华北克拉通北缘首先被破坏; 扬子板块的构造拼接对克拉通破坏的影响是深远的, 控制了晚三叠世-中侏罗世构造、岩浆活动的时空演化; Izanagi 和古太平洋板块的俯冲作用对克拉通破坏起到了决定性作用, 控制了侏罗纪-新生代构造岩浆活动, 并导致克拉通最终被破坏.

(2) 克拉通破坏过程表现出自下而上、由边缘向腹地逐渐侵蚀破坏以及时空不均一性特点, 克拉通破坏具有起始、高峰和结束的过程, 华北东部腹地岩石圈可能在早-中侏罗世就已经开始减薄. 克拉通破坏的主导机制可能是热机械-化学侵蚀机制.

致谢 感谢审稿人对本文提出的建设性意见.

参考文献

1 Menzies M A, Xu Y G. Geodynamics of the North China craton. In: Flower M, Chung S L, Lo C H, eds. Mantle Dynamics and Plate Interaction in East Asia. Am Geophys Union Geodyn Ser, 1998, 27: 155–165

2 Xu Y G. Thermo-tectonic destruction of the Archean lithospheric keel beneath eastern China: Evidence, timing and mechanism. Phys Chem Earth (A), 2001, 26: 747–757

3 Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, et al. Recycling lower continental crust in the North China craton. Nature, 2004, 432: 892–897

4 吴福元, 徐义刚, 高山, 等. 华北岩石圈减薄与克拉通破坏研究的主要学术争论. 岩石学报, 2008, 24: 1145–1174

5 徐义刚, 李洪颜, 庞崇进, 等. 论华北克拉通破坏的时限. 科学通报, 2009, 54: 1974–1989

6 Zhang S H, Zhao Y, Liu X C, et al. Late Paleozoic to Early Mesozoic mafic-ultramafic complexes from the northern North China block: Constraints on the composition and evolution of the lithospheric mantle. Lithos, 2009, 110: 229–246

7 Yang J H, Sun J F, Chen F K, et al. Sources and petrogenesis of Late Triassic dolerite dikes in the Liaodong Peninsula: Implications for post-collisional lithosphere thinning of eastern North China craton. J Petrol, 2007, 48: 1973–1997

8 姜耀辉, 蒋少涌, 赵葵东, 等. 辽东半岛煌斑岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其对中国东部岩石圈减薄开始时间的制约. 科学通报, 2005, 50: 2161–2168

9 吴福元, 葛文春, 孙德有, 等. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题. 地学前缘, 2003, 10: 51–60

10 路凤香, 郑建平, 邵济安, 等. 华北东部中生代晚期-新生代软流圈上涌与岩石圈减薄. 地学前缘, 2006, 13: 86–92

11 Xu Y G, Huang X L, Ma J L, et al. Crust-mantle interaction during the tectono-thermal reactivation of the North China craton: Constraints from SHRIMP zircon U-Pb chronology and geochemistry of Mesozoic plutons from western Shandong. Contrib Mineral Petrol, 2004, 147: 750–767

12 车自成, 刘良, 罗金海. 中国及其邻区区域大地构造学. 北京: 科学出版社, 2002. 31–38
13 赵国春, 孙敏, Wilde S A. 华北克拉通基底构造单元特征及早元古代拼合. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2002, 32: 538–549
14 漆家福, 杨桥, 陆克政, 等. 渤海湾盆地基岩地质图及其所包含的构造运动信息. 地学前缘, 2004, 11: 299–307
15 漆家福, 于福生, 陆克政, 等. 渤海湾地区的中生代盆地构造概论. 地学前缘, 2003, 10: 199–206
16 Xiao W J, Windley B F, Hao J, et al. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the central Asian orogenic belt. Tectonics, 2003, 22: 1069–1088
17 Zhang S H, Zhao Y, Song B, et al. Carboniferous granitic plutons from the northern margin of the North China block: Implications for a Late Palaeozoic active continental margin. J Geol Soc Lond, 2007, 164: 451–463
18 Li H Y, He B, Xu Y G, et al. U-Pb and Hf isotope analyses of detrital zircons from Late Paleozoic sediments: Insights into interactions of the North China Craton with surrounding plates. J Asian Earth Sci, 2010, 39: 335–346
19 朱日祥, 杨振宇, 吴汉宁, 等. 中国主要地块显生宙古地磁视极移曲线与地块运动. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1998, 28(增刊): 1–16
20 Meng Q R, Zhang G W. Timing of collision of the North and South China blocks: Controversy and reconciliation. Geology, 1999, 27: 123–126
21 Maruyama S, Isozaki Y, Kimura G, et al. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present. Island Arc, 1997, 6: 121–142
22 Zhao X X, Robert S C, Zhou Y X, et al. New paleomagnetic results from northern China: Collision and suturing with Siberia and Kazakhstan. Tectonophysics, 1990, 181: 43–81
23 徐义刚. 用玄武岩组成反演中-新生代华北岩石圈的演化. 地学前缘, 2006, 13: 93–104
24 嵇少丞, 王茜, 许志琴. 华北克拉通破坏与岩石圈减薄. 地质学报, 2008, 82:174–193
25 张岳桥, 施炜, 廖昌珍, 等. 鄂尔多斯盆地周边断裂运动学分析与晚中生代构造应力体制转换. 地质学报, 2006, 80: 639–647
26 李守军, 洪铭, 徐永梅, 等. 关于鲁西侏罗纪-白垩纪岩石地层单位使用之我见. 地质评论, 2007, 53: 6–10
27 朱光, 胡召齐, 陈印, 等. 华北克拉通东部早白垩世伸展盆地的发育过程及其对克拉通破坏的指示. 地质通报, 2008, 27: 1594–1604
28 张旗, 金惟俊, 王元龙, 等. 晚中生代中国东部高原北界探讨. 岩石学报, 2007, 23: 689–700
29 张旗, 钱青, 王二七, 等. 燕山中晚期的中国东部高原: 埃达克岩的启示. 地质科学, 2001, 36: 248–255
30 张旗, 王元龙, 金惟俊, 等. 晚中生代的中国东部高原: 证据、问题和启示. 地质通报, 2008, 27: 1404–1430
31 Yang Y H, Wu F Y, Wilde S A, et al. *In situ* perovskite Sr-Nd-Hf isotopic constraints on the petrogenesis of the Ordovician Mengyin kimberlites in the North China craton. Chem Geol, 2009, 264: 24–42
32 Zhao G C, Wilde S A, Li S Z, et al. U-Pb zircon age constraints on the Dongwanzi ultramafic-mafic body, North China, confirm it is not an Archean ophiolite. Earth Planet Sci Lett, 2007, 255: 85–93
33 李洪颜, 徐义刚, 黄小龙, 等. 华北克拉通北缘晚古生代活化: 山西宁武-静乐盆地上石炭统太原组碎屑锆石 U-Pb 测年及 Hf 同位素证据. 科学通报, 2009, 54: 632–640
34 许化政, 周新科, 高金慧, 等. 华北早中三叠世盆地恢复与古生界生烃. 石油与天然气地质, 2005, 26: 329–336
35 彭兆蒙, 吴智平. 华北地区三叠纪地层发育特征及原始沉积格局分析. 高校地质学报, 2006, 12: 343–352
36 纪友亮, 胡光明, 黄建军, 等. 渤海湾地区中生代地层剥蚀量及中-新生代构造演化研究. 地质学报, 2006, 80: 351–358
37 吴智平, 侯旭波, 李伟. 华北东部地区中生代盆地格局及演化过程探讨. 大地构造与成矿学, 2007, 11: 385–39
38 张成立, 王涛, 王晓霞. 秦岭造山带早中生代花岗岩成因及其构造环境. 高校地质学报, 2008, 14, 304–316
39 路孝平, 吴福元, 赵成弼, 等. 通化地区印支期花岗岩锆石 U-Pb 年龄及其与大别-苏鲁超高压带碰撞造山作用的关系. 科学通报, 2003, 48: 843–849
40 Yang J H, Chung S L, Wilde S A, et al. Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: Geochronology, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence. Chem Geol, 2005, 214: 99–125
41 Yang J H, Wu F Y, Wilde S A. Petrogenesis of Late Triassic granitoids and their enclaves with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Liaodong Peninsula, North China craton. Chem Geol, 2007, 242: 155–175
42 山西省地质矿产局. 山西省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1989. 129–267
43 陕西省地质矿产局. 陕西省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1989. 154–243
44 刘少峰, 李忠, 张金芳. 燕山地区中生代盆地演化及构造体制. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34: 19–31
45 Li S Z, Zhao G C, Dai L M, et al. Mesozoic basins in Eastern China and their bearing on the deconstruction of the North China Craton. J Asian Earth Sci, 2012, 47: 64–79
46 徐振中, 陈世跃, 王永诗. 渤海湾地区中生代构造活动与沉积作用. 中国地质, 2006, 33: 201–211
47 Li R W, Wan Y S, Cheng Z Y, et al. Provenance of Jurassic sediments in the Hefei Basin, east-central China and the contribution of

high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Dabie Shan. Earth Planet Sci Lett, 2005, 231: 279–294
48 Yang J H, Wu F Y, Shao J A, et al. Constraints on the timing of uplift of the Yanshan Fold and Thrust Belt, North China. Earth Planet Sci Lett, 2006, 246: 336–352
49 林景仟, 谭东娟, 迟效国, 等. 胶辽半岛中生代花岗岩. 北京: 科学出版社, 1992. 1–208
50 张华锋, 翟明国, 童英, 等. 胶东半岛三佛山高 Ba-Sr 花岗岩成因. 地质论评, 2006, 52: 43–53
51 张华锋, 翟明国, 何中甫, 等. 胶东昆嵛山杂岩中高锶花岗岩地球化学成因及其意义. 岩石学报, 2004, 20: 369–380
52 胡芳芳, 范宏瑞, 杨进辉, 等. 胶东文登长山南花岗闪长岩体的岩浆混合成因: 闪长质包体及寄主岩石的地球化学、Sr-Nd 同位素和锆石 Hf 同位素证据. 岩石学报, 2005, 21: 569–586
53 Zhang H F, Sun M, Zhou X H, et al. Geochemical constraints on the origin of Mesozoic alkaline intrusive complexes from the North China craton and tectonic implications. Lithos, 2005, 81: 297–317
54 赵越, 杨振宇, 马醒华. 东亚大地构造发展的重要转折. 地质科学, 1994, 29: 105–119
55 赵越, 徐刚, 张拴宏, 等. 燕山运动与东亚构造体制的转变. 地学前缘, 2004, 11: 319–328
56 Qi J F,Yang Q. Cenozoic structural deformation and dynamic processes of the Bohai Bay basin province, China. Mar Pet Geol, 2010, 27: 757–771
57 闰峻, 陈江峰, 谢智, 等. 鲁东晚白垩世玄武岩中的幔源捕虏体: 对中国东部岩石圈减薄时间制约的新证据. 科学通报, 2003, 48: 1570–1574
58 Zhang H F, Sun M, Zhou X H, et al. Secular evolution of the lithosphere beneath the eastern North China Craton: Evidence from Mesozoic basalts and high-Mg andesites. Geochim Cosmochim Acta, 2003, 67: 4373–4387
59 Ziegler P A, Cloetingh S. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. Earth-Sci Rev, 2004, 64: 1–50
60 Waters F G, Erlank A J. Assessment of the vertical extent and distribution of mantle metasomatism below Kimberley, south Africa. J Petrol, 1988, 1: 185–204
61 Xu W L, Gao S, Wang Q H, et al. Mesozoic crustal thickening of the eastern North China craton: Evidence from eclogite xenoliths and petrologic implications. Geology, 2006, 34: 721–724
62 周新华, 张宏福. 中生代华北岩石圈地幔高度化学不均一性与大陆岩石圈转型. 地球科学——中国地质大学学报, 2006, 31: 8–13
63 Chen J F, Xie Z, Li H M, et al. U–Pb zircon ages for a collision-related K-rich complex at Shidao in the Sulu ultrahigh pressure terrane, China. Geochem J, 2003, 37: 35–46
64 Xie Z, Li Q Z, Gao T S. Comment on “Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu orogenic belt, East China: Geochronological, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence” by Yang et al. Chem Geol, 2006, 235: 191–194
65 刘俊来, 关会梅, 纪沫, 等. 华北晚中生代变质核杂岩构造及其对岩石圈减薄机制的约束. 自然科学进展, 2006, 16: 21–26
66 朱光, 王道轩, 刘国生, 等. 郯庐断裂带的演化及其对西太平洋板块运动的响应. 地质科学, 2004, 39: 36–49
67 张宏福. 橄榄岩-熔体相互作用: 克拉通型岩石圈地幔能够被破坏之关键. 科学通报, 2009, 54: 2008–2026
68 Kay R W, Kay S M. Delamination and delamination magmatism. Tectonophysics, 1993, 219: 177–189
69 Wu F Y, Walker R J, Yang Y H, et al. The chemical-temporal evolution of lithospheric mantle underlying the North China craton. Geochim Cosmochim Acta, 2006, 70: 5013–5034
70 高山, 章军锋, 许文良, 等. 拆沉作用与华北克拉通破坏. 科学通报, 2009, 54: 1962–1973
71 He B, Xu Y G, Chung S L, et al. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts. Earth Planet Sci Lett, 2003, 213: 391–405
72 Davies G. Thermomechanical erosion of the litjosphere by mantle plume. J Geophys Res, 1994, 99: 15709–15722
73 Morency C, Doin M P, Dumoulin C. Convective destablization of a thickend continental lithosphere. Earth Planet Sci Lett, 2002, 202: 303–320
74 Tian Y, Zhao D P, Sun R M, et al. Seismic imaging of the crust and mantle beneath the North China craton. Phys Earth Planet In, 2009, 172: 169–182
75 徐义刚. 华北岩石圈减薄的时空不均一特征. 高校地质学报, 2004, 10: 324–331