

文章编号:0258-7106(2004)03-310-17

碰撞造山过程中流体向前陆盆地大规模迁移 汇聚:来自长江中下游三叠纪膏盐建造 和区域蚀变的证据*

侯增谦 杨竹森 李荫清 曾普胜 蒙义峰 徐文艺 田世洪

(中国地质科学院矿产资源研究所,北京 100037)

摘要 文章通过对长江中下游的地质调查,提出了大规模流体迁移汇聚的 3 个地质证据:①穿切寒武系-三叠系的大面积白云石化和硅化蚀变域,整体上发育在沿江成矿带与大别造山带的夹持地带,蚀变域内强弱相间的蚀变带呈 NW 向展布,受垂直于大别造山带的断裂系统控制,可能记录了长距离迁移的流体活动轨迹;②沿江局限盆地内大量发育的中下三叠统巨厚的膏盐建造,其结构构造特征揭示了区域热卤水在局限盆地内的排泄汇聚与化学沉积对其形成有重要的贡献;③早中三叠世同生沉积的铁碳酸盐建造和块状硫化物铁铜铅锌矿床,与膏盐建造或呈互层,或者分离,但均具有相同的产出层位和密切的伴生关系,是高盐度热卤水同生沉积的产物。根据调查结果,结合前人资料,提出了大别碰撞造山过程中流体迁移汇聚与成矿的概念性模式。

关键词 地质学 大规模流体迁移 碰撞造山 膏盐建造 区域蚀变 长江中下游

中图分类号:P611

文献标识码:A

造山作用过程中的地质流体,作为一种重要的介质,其迁移-汇聚直接关系到金属元素的活化-搬运-堆积成矿作用、油气的传输-运移-成藏过程以及煤系的生成-变质作用,因此,一直是地质学家们十分关注的科学问题。大洋钻探研究证实,洋壳板片俯冲过程中,从俯冲板片排挤出的流体沿俯冲带向上回流,并在增生楔和前陆大量汇聚(ODP Leg 110 Scientific Party, 1987)。Oliver (1992) 和 Deming (1992) 研究表明,大陆板块汇聚-碰撞过程中,流体流从主碰撞带向前陆方向迁移汇聚,导致 MVT 型 Pb-Zn 矿床与油气田的共存发育(Johnston, 1999)。对 South Wales 前陆盆地内流体流的数值模拟表明,向前陆盆地汇聚的流体,具有跨盆地的温度递变,最高排泄温度可高达 300 °C,并引起含沥青煤向无烟煤的递进变质(Gayer et al., 1998)。应该指出,这些认识虽给人以深刻的启迪,但仍带有一定的推断性。

长江中下游成矿带是中国东部的一条独具特色

的 Cu、Fe、Au 大型成矿带(图 1)。构造上,它历经了古生代的伸展裂陷和早中生代的浅海台地沉积,于中三叠世,伴随着向北俯冲的扬子陆块与华北陆块的强烈碰撞和大别碰撞造山带的形成,发育成为典型的前陆盆地。该成矿带不仅拥有众多与古生代热卤水流体活动和燕山期岩浆活动有关的大型 Cu、Fe、Au 矿床(常印佛等, 1991; 翟裕生等, 1992; 唐永成等, 1998), 而且发育大量的热卤水沉积的三叠纪膏盐建造及同层位的 Fe、Cu、Pb、Zn 矿化,同时伴有由水/岩反应形成的大面积硅化和白云石化,是研究碰撞造山作用过程中大规模流体侧向迁移-汇聚的理想地区。本文以野外地质调查为基础,重点描述前陆盆地内中三叠世卤水沉积建造及其下伏地层的白云岩化、硅化的时空分布,以及膏盐建造的精细结构与伴生矿化组合,初步论证碰撞造山过程中流体向前陆盆地的迁移-汇聚过程。

* 本文得到国土资源部专项研究计划“大型矿集区精细结构与含矿信息”(20010103)和国家自然科学基金重点项目(40234051)的联合资助
第一作者简介 侯增谦,男,1961年生,博士,研究员,从事矿床学、地球化学研究工作。
收稿日期 2003-11-18; 改回日期 2004-06-15。李岩编辑。

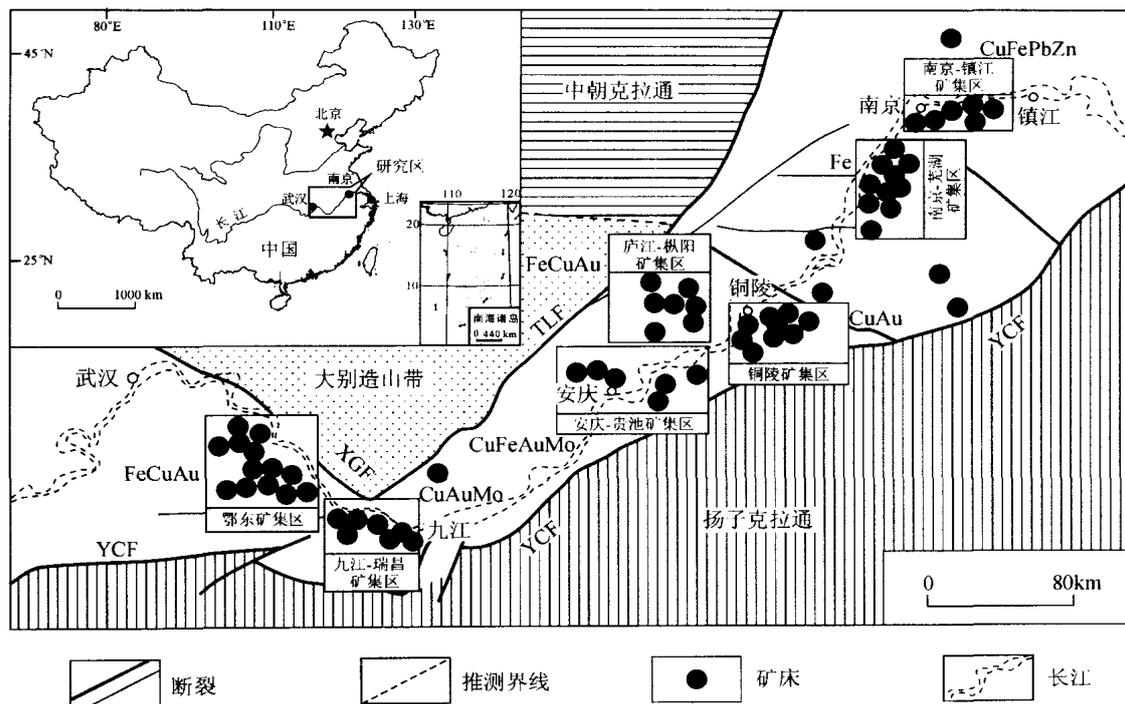


图 1 长江中下游成矿带构造格架与矿集区分布图(据 Pan et al., 1999, 略修改)

TLF—郟城-庐江断裂; XGF—新县-广济断裂; YCF—宜昌-常州断裂

Fig.1 The tectonic framework of the Middle-Lower Yangtze metallogenic belt and the distribution of ore concentration areas (modified from Pan et al., 1999)

TLF—Tancheng-Lujiang fault; XGF—Xinxian-Guangji fault; YCF—Yichang-Changzhou fault

1 地质背景与成矿作用

长江中下游成矿带位于扬子陆块北缘,构造上处于扬子与华北陆块交接处,相当于大别—苏鲁造山带的前陆带,经历了复杂而独特的发育历史。扬子陆块具有“一盖多底”的地壳结构特征,其基底可划分为 4 种类型,自南而北为:①江南中元古代复理石基底,出露于扬子陆块核部;②崆岭—董岭晚太古—中元古古陆核式基底,出露于长江中下游成矿带中轴地带;③神农架中元古碳酸盐基底;④武当—张八岭中晚元古代裂陷槽式基底,出露于大别造山带西南缘(常印佛等,1996)。经晋宁运动,各基底汇聚拼贴形成扬子陆块。航磁资料显示,大致以大冶—九江—铜陵—芜湖一线为界,两侧具有不同的变质基底,暗示长江中下游成矿带处于两种不同的基底拼接带上。自震旦纪始,基本固结的扬子陆块接受连续统一的盖层沉积,并分别记录了扬子陆块北缘由区域张裂到陆内造山的发育历程。

(1) 震旦系-下三叠统构造层发育稳定,无显著的褶皱变形和强烈的岩浆活动,主体为陆表海环境,

但局部表现为拉张裂陷。D/C 之交,沿长江沿岸形成向北东开裂的裂陷槽,随之出现大规模海侵,接受浅海-滨浅海相碳酸盐沉积。

(2) P/T 之交,发育海退序列,早中三叠世全面海退,沉积海陆交互相含煤建造,标志着华北与扬子陆块于此间发生碰撞造山作用。古地磁资料也显示,从早三叠世开始,相对分离的华北与扬子陆块的古磁极从不同方向向中高纬度游移,古纬度曲线逐渐靠拢并走向重合(翟裕生等,1992)。中三叠统-中侏罗统构造层,为区内第一个陆相盖层构造层,也是华北与扬子陆块碰撞造山作用在前陆盆地的沉积记录。中三叠统下部为厚达 200~700 m 的膏盐建造,上部为陆相碎屑岩建造。中侏罗统下部发育典型的磨拉石建造,标志着本区于中侏罗世大规模抬升。上侏罗统-下白垩统构造层与上下构造层均呈角度不整合。

(3) J/K 之交,发生大规模的岩浆侵入和喷发活动,形成以钙碱性埃达克岩(adakite)为特征的中酸性侵入岩(王强等,2001),随之发生白垩纪双峰式火山活动(常印佛等,1991),标志着区域应力场此间由挤压向伸展转变。伴随着强烈的岩浆活动,形成著

名的长江中下游中酸性岩浆岩带。

对应于上述3个构造事件,长江中下游出现了3个重要的成矿期,即①碰撞前的SEDEX型Cu-Zn成矿期,发育于D/C之交的裂陷槽环境,在局限盆地内发育了SEDEX型块状硫化物矿床,如新桥矿床和武山矿床等,成矿年龄分别为(313±32) Ma和(328±21) Ma(谢华光等,1995;李文达等,1997);②碰撞期前陆膏盐-硫化物成矿期,发育于中三叠世前陆盆地环境,沿长江中下游成矿带出现(倪若水,1995);③碰撞后陆内Cu-Au和Fe成矿期,产于碰撞地壳伸展环境,与燕山期中酸性侵入岩有关,成矿时限为150~90 Ma,成矿高峰集中在(137±5) Ma(唐永成等,1998;陈江峰等,1993;李文达等,1997)。这3期成矿作用,时间上具有继承性,早期成矿成为晚期成矿的胚基,晚期成矿作用成为早期矿床叠加富集的根源;空间上具有共存性和群集性,集中出现于几个重要的矿集区内(图1;Pan et al.,1999)。总体上,由长江中下游成矿带中段向两侧,矿集区的金属组合由Cu-Fe-Au组合向Cu-Pb-Zn组合变化(图1)。特别值得注意的是,长江中下游成矿带的两端,分别发育了油气盆地,东北端为苏北油气田,西南端为江汉油气田。

2 大规模流体迁移汇聚的地质记录

根据理论模式(Oliver,1992)推测,伴随着扬子陆块与华北陆块在中三叠世的大规模碰撞,随扬子板块俯冲并埋藏于增生楔下的被动陆缘海底沉积物发生压实和挤压,排泄出大量流体,可能沿俯冲滑脱带向上回流,并向前陆盆地方向迁移。在长江中下游成矿带,记录了这次大规模流体迁移-汇聚事件的地质记录主要包括:①沿垂直于大别造山带的断裂系统穿切寒武-三叠系地层的大面积白云石化和硅化蚀变带;②在沿江局限盆地中大量发育的中三叠世膏盐建造;③与膏盐建造同层位的铁碳酸盐建造和层状-似层状黄铁矿-铅锌矿化。

2.1 中三叠统膏盐建造

2.1.1 膏盐建造时空分布

中三叠世构造层是扬子与华北板块碰撞与造山的重要记录,是构造转折期(海相环境→陆相环境)的重要产物。中三叠世构造层中最具标志性的产物是膏盐建造,即由白云岩、石膏和硬石膏构成的岩系,沿江广泛分布,西起黄石,东抵镇江,延绵500 km,其中,大中型石膏、硬石膏矿30余处(图2)。据

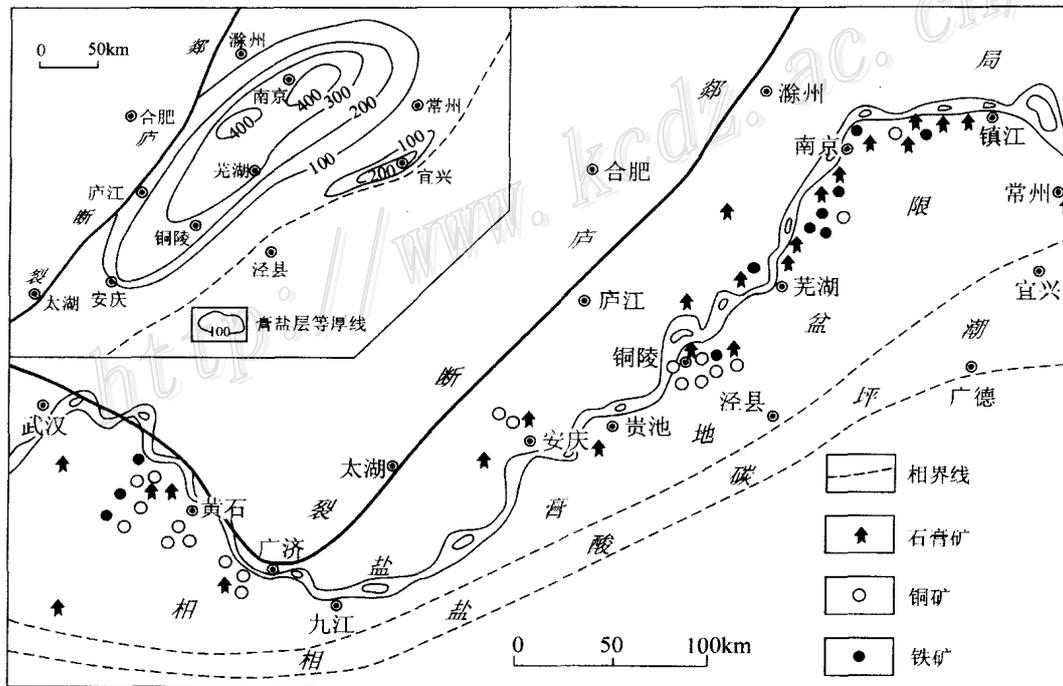


图2 长江中下游地区三叠纪岩相古地理与膏盐建造及相关矿床分布图
(据王文斌等,1994;范洪源等,1995;毕仲其等,1997;略修改)

Fig.2 Map of Triassic lithofacies-paleogeography, showing the distribution of anhydrous sequences and related mineral deposits in the Middle-Lower Yangtze area (modified from Wang et al., 1994; Fan et al., 1995; Bi et al., 1997)

生物地层对比,其地质年代在鄂东为早三叠世奥伦尼期(T_2 ,嘉陵江组),而在苏皖一带则为中三叠世安尼锡期(T_1 ,东马鞍山组和周冲村组)。岩相古地理分析表明,在中下三叠世,以九一瑞为界,发育东西两个大型沉积盆地,它们均受同沉积构造或基底断裂系统的控制(王文斌等,1994)。东部盆地呈 NE 向展布,南浅北深,沉积中心位于南京—含山一带,最大沉积厚度达 800 余米。横向上,沉积相由东南侧的潮坪碳酸盐相向盆地中心的泻湖碳酸盐-硫酸盐相递变,垂向上潮坪-泻湖相膏盐建造向三角洲相碎屑岩建造和沼泽相含煤建造演变(毕仲其等,1997);西部盆地呈 NW 向展布,沉积中心位于大冶一带,发育厚达千米的白云岩-石膏建造(范洪源等,1995;图 3)。

区域上,中三叠统膏盐岩系的下伏岩系为不透水的泥岩岩系,上覆岩系为呈整合产出的薄层泥岩和泥质粉砂岩。膏盐岩系一般厚百余米,最大厚度达 600 余米,呈透镜状或沙丘状,彼此在同层位孤立分布。岩石组合主要由灰岩-白云岩-硬石膏组成,三者常交替产出,形成韵律层,反映卤水发生周期性沉积。

2.1.1.2 膏盐层相结构

图 4 对比了长江中下游地区几个典型的膏盐建造剖面。总体上,该建造由 3 个单元构成,下部单元主要为纹层状白云岩和含白云石的块状硬石膏岩,中部单元为条带状和条纹状硬石膏岩及互层白云岩,上部单元为泥质白云岩和白云质灰岩。但不同地区,膏岩建造的岩相特征不尽相同(图 4)。在南京周冲村等地,下部单元的下段为灰黑色纹层状白云岩,遭受硬石膏交代,局部硬石膏化(毕仲其等,1997),中段为灰黑色纹层状白云岩与细粒硬石膏互层,上段主要为块状含白云石硬石膏;中部单元为纹层状的白云石-硬石膏岩与灰黑色纹层状白云岩互层,间夹生物碎屑灰岩;上部单元为微晶灰岩和白云质灰岩及少量微晶白云岩。在含山陶家厂等地,下部单元虽未见底,但主体由灰黑色白云岩构成,间夹细粒硬石膏层。中部单元由多次韵律重复的角砾状、块状、条带状和纹层状硬石膏岩组成,自下而上,角砾状→块状→条带状→条纹状硬石膏岩依次递变。上部单元为以白云岩团块为主体的膏溶角砾岩。在含山古昭关等地,中、上部单元发生膏溶,形成以白云岩角砾为主体的膏溶角砾岩,其中钙泥质胶结的角砾岩再次破碎,被具梳状构造的粗晶方解石所胶结。

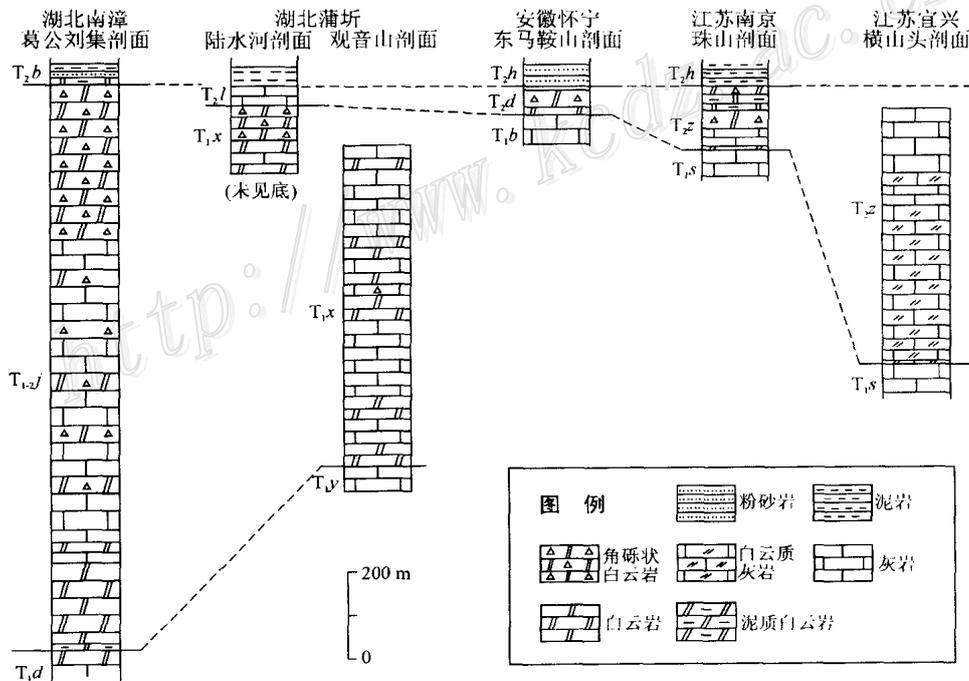


图 3 长江中下游地区中三叠统代表性地层柱状对比图(资料来源于沿江各省局区调报告)

Fig.3 Representative Middle Triassic stratigraphic columns in the Middle-Lower Yangtze area (from the reports of regional surveys by Bureaus of Geology and Mineral Resources of various provinces along the Yangtze River)

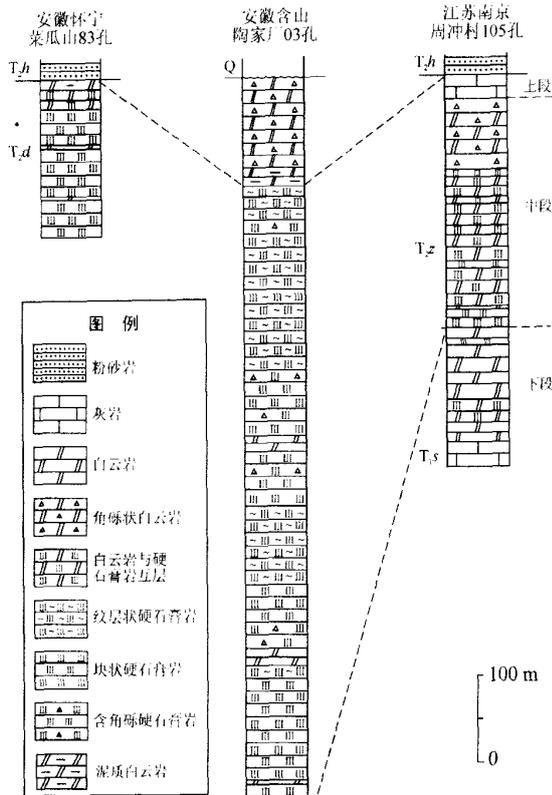


图4 长江中下游地区中下三叠统膏盐建造细结构柱状图

Fig. 4 Columns showing detailed structures of the Middle-Lower Triassic anhydrous sequences in the Middle-Lower Yangtze area

特别需要指出的是,这些膏盐建造中发育了几种指示成因意义的结构构造。其一是脉状-网脉状构造,主要见于下部单元的白云岩层和角砾状及块状硬石膏岩中,脉体宽1~8mm,呈细脉和网脉产出,由白色粗晶硬石膏构成;在白云岩层中,细脉切穿层理,反映石膏细脉形成于白云岩之后;在角砾状硬石膏岩中,硬石膏脉仅见于其中的白云质泥岩角砾内,但不穿切周围的硬石膏胶结物,显示在泥岩破碎成角砾之前曾发育硬石膏细脉,反映了以硬石膏细脉为标志的热水活动的存在。其二是角砾状构造,至少有两类,一类是所谓的膏溶角砾岩,主要由碎块状白云岩团块构成,角砾呈颗粒支撑,系石膏溶蚀后的垮塌产物;另一类是含大量角砾的石膏岩,广泛见于中部单元,角砾成分以黑色白云质泥岩为主,细晶白云岩次之,此外见有细晶硬石膏角砾和黑色硬石膏角砾。角砾多呈棱角状,大小不等(粒径0.4~2cm),杂基支撑,胶结物均为中粗晶硬石膏,反映

了卤水池内快速滑塌堆积的构造特征。在含山陶家厂,黑色硬石膏角砾富含有机质,常由单颗粒巨晶硬石膏破碎形成,沿硬石膏解理缝充填有机质,与之伴生的纹层状和块状硬石膏岩内常发育有机质纹,暗示硬石膏的形成环境似乎为缺氧的还原环境。这些角砾状硬石膏岩常与其上的块状和纹层状硬石膏呈互层产出,其底面显示冲刷特征。其三是纹层状和条带状构造,常见于中部单元的硬石膏岩和泥质白云岩夹层中。在硬石膏岩中,纹层或条带主要由细晶硬石膏和微晶硬石膏微层构成,显示由细晶硬石膏向微晶硬石膏渐变过渡的粒序变化,反映了典型的化学沉积特征。其四是交代结构,常见于中下部单元的泥质白云岩中,岩石中的微细粒状硬石膏集合体交代早期的自形板状石膏或硬石膏晶体,保留其假象,呈星点状分布,暗示了热液交代作用过程。

过去通常把这套膏盐建造简单地解释为局限海盆萨布哈环境的蒸发岩。然而,萨布哈成因模式显然难以解释上述结构构造特征。相反,这些结构构造特征更多地反映了有机质大量参与的陆上热水(或热泉)活动信息(见后)。

2.2 与膏盐同层位的同生矿化

在长江中下游成矿带,矿化遍及寒武系至白垩系各个岩系,但主要出现于石炭系、二叠系和三叠系中,其中,中下三叠统为最主要的赋矿层位,多数Fe、Cu、Pb+Zn矿床与其中的膏盐建造关系密切(翟裕生等,1992;王文斌等,1994)。这种密切关系主要有两种体现形式:①与中酸性侵入岩有关的膏控矿化和②同膏盐层位的同生沉积矿化。前者因普遍发育而被研究者所关注,实际上,膏盐层作为不透水的屏障,封存成矿流体,控制矿体形成,成为含矿岩浆的就位空间;后者因燕山期构造-岩浆叠加改造而不易辨认,但对后期成矿意义重大。

同膏盐层位的同生沉积矿化主要见于燕山期Fe、Cu成矿带的边缘,赋存于中三叠统含膏盐碳酸盐建造内,矿体呈层状和透镜状产出。至少有两种形式和3种矿化类型:

共生式 膏盐建造与矿体直接呈互层共生,代表性矿床首推龙桥铁矿(倪若水,1995)和白象山铁矿(阮惠础,1982)。富铁碳酸盐建造主要赋存于东马鞍山组。矿体呈层状、似层状和透镜状,与围岩地层产状一致。矿体主要为菱铁矿-磁铁矿,后者核心残留菱铁矿,证实磁铁矿系菱铁矿变质分解而成(倪若水,1995)。矿石具典型的条带状和纹层状构造,

由硬石膏-铁白云石-菱铁矿互层构成。矿化类型为菱铁矿型。

分离式 硫化物矿层虽与膏盐建造同层位不共生,但均赋存于含膏碳酸盐建造内。典型矿化有两种类型,即块状黄铁矿型和铅锌矿型,前者以江宁云台山硫铁矿为代表,后者以黄石狮子立山和庐江黄屯铅锌矿为代表。它们多分布于燕山期铁铜矿带外围。

江宁云台山硫铁矿产于上三叠统周冲村组内,下伏含膏白云岩,上覆层纹状、层状硅质岩和似碧玉岩。矿体呈层状、似层状和透镜状,与围岩地层产状一致。矿石具典型的块状和纹层状构造。典型矿物组合为黄铁矿-白云石和黄铁矿-石英等。庐江黄屯硫铁矿位于龙桥铁矿的外围,也显示类似的含膏碳酸盐-黄铁矿建造特征。其外围发育庐江黄屯铅锌矿,产于东马鞍山组含膏碳酸盐建造中。类似的矿床还见于鄂东南黄石狮子立山,其铅锌矿规模已达中型。

2.3 区域性大面积白云石化与硅化

2.3.1 区域蚀变空间分布

这里的所谓“区域性蚀变”是指产于不同地层单

元的、面积性分布的、以白云石化和硅化为主的蚀变,主要分布在长江中下游成矿带与大别造山带所夹持的狭长地带中。据路线地质调查和区域调查资料,区域性蚀变主要见于安徽滁县、全椒、含山、庐江、怀宁、宿松以及湖北广济等地,构成大面积分布的白云石化和硅化带(图 5)。尽管目前尚难准确地勾画出面积性蚀变的空间分布及分带结构,但其整体轮廓是清楚的:整体上呈近 NEE 向展布,平行于长江中下游成矿带,受 NEE 向断裂控制,局部呈 NW 向条带状分布,从成矿带向北延伸到大别造山带近旁,受垂直大别造山带的 NW 向断层系统控制(图 5)。蚀变产出层位从下古生界碳酸盐岩至中下三叠统碳酸盐岩,但不同层位的蚀变类型和强度不尽相同。其中,原岩主要为白云质灰岩的寒武-奥陶系发生强烈的白云石化和硅化,规模较大的白云石化白云岩多为人们所开采,而中下三叠统的碳酸盐建造,除与膏盐共生的准同生沉积白云岩外,多数发生了强烈的白云石化(王文斌等,1994)。二叠系深水相碳酸盐大量发育,但白云石化微弱,而硅化强烈,常形成一些硅质条带,后者在区域调查中均被描述为碳酸盐建造的原生特征。

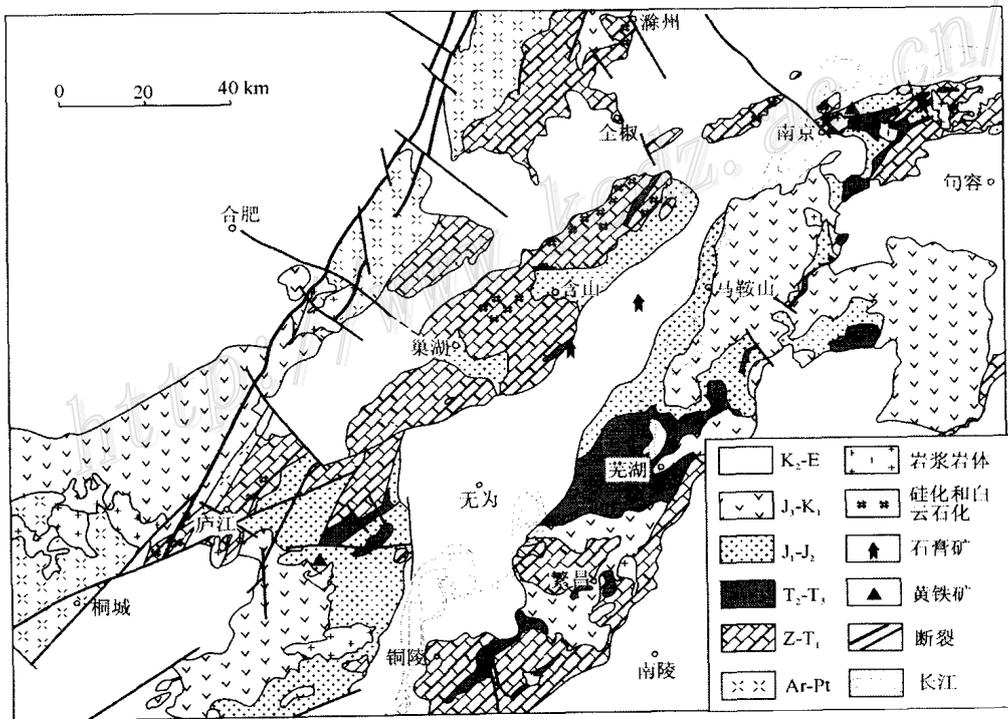


图 5 庐江—南京地区白云石化、硅化及石膏矿分布图

Fig. 5 Distribution of dolomitization, silicification and anhydrite deposits in the Lujiang-Nanjing area

2.3.2 蚀变特征

本次研究主要对宁芜盆地的区域蚀变进行了系统观察,类似的区域蚀变在沿江其他地区也有广泛分布,但因工作程度有限,无法系统描述。这里仅以含山一带的寒武系和奥陶系蚀变为例,将白云石化和硅化特征简要概述于下。

寒武系-奥陶系的白云石化 安徽沿江一带寒武系-奥陶系地层的岩性包括寒武系的碳硅质页岩、白云岩、白云质灰岩、微晶灰岩和砾屑灰岩及下奥陶统的白云质灰岩、白云岩和中上奥陶统的灰岩。在含山县一带主要出露上寒武统观音台组白云质灰岩、泥质白云岩和硅质条带白云岩及下奥陶统的白云岩。野外区域蚀变调查发现,上寒武统和下奥陶统的白云岩均为次生白云岩,系原生碳酸盐岩经白云石化形成的。如在白云石化较弱的鲍庄一带,可见没有变化的灰岩与弱白云石化白云质灰岩呈过渡关系。而在白云石化较强的横龙铺、石杨和张家集等地,均强烈白云石化成中细晶白云岩,但在石杨水库北侧仍可见残留的砾屑结构和生物碎屑结构。

白云岩具自形菱面体晶粒结构,并发育由粗晶方解石构成的球状集合体。自形菱面体白云石普遍具有雾心亮边结构,暗褐色的雾心呈团块状,边界模糊,由含有机质的包裹体等构成,有时夹杂有绢云母等碎屑微粒,亮边则较为洁净,少数具环带结构。白云石粒径约0.1~0.2 mm,晶体间呈点状接触,结构较疏松,孔隙发育。在白云石晶粒间常充填洁净的他形方解石,局部方解石聚集成球状集合体,直径约4~8 mm。

白云石的雾心亮边结构显示白云岩是由两阶段形成的:第一阶段形成雾心部分的细粒白云石,粒间富含杂质(如有机质、粘土等),可能为准同生阶段形成,这与长江中下游一带寒武系和下奥陶统中发育有白云质灰岩和白云岩相一致;第二阶段是准同生白云岩发生白云石化,使准同生阶段的碳酸盐发生溶解和白云石的重结晶,未完全溶解的部分构成现存白云石的雾心,而亮边部分则是溶液中晶出的有序度较高的洁净白云石,交代作用完全的晶体雾心完全消失,部分洁净白云石的环带构造反映了结晶过程中溶液的盐度曾发生变化而使白云石晶体呈阶段性生长。

寒武系-奥陶系的硅化 与白云石化相伴,含山地区的寒武系-奥陶系还发生了强烈的硅化,形成了大量密集的规则硅质条带,它们主要沿白云岩的层

间裂隙分布,局部沿切层裂隙分布,构成硅化脉。此外在白云岩层中还发育有不规则的硅质团块,硅质团块具同心环状构造。

硅质条带主要由微细晶石英构成,其中常残留有自形菱面体白云石颗粒,边部被石英交代。硅质条带中发育有由皮壳状、梳状石英集合体构成的晶腺构造,反映硅化过程中曾发生白云岩的溶蚀,并形成较大的空间。硅质条带的边界模糊,与白云岩呈过渡关系。在过渡带中,微细晶石英沿菱面体白云石间隙分布,显示硅化发生在白云石化之后。在硅质条带外围的白云岩中,发育有灰黑色的斑状团块和斑点,由微细晶他形、半自形白云石及其间的暗褐色有机质组成,显示在硅化和白云石化过程中发生了有机质的迁移和聚集。

上述岩相学和结构、构造证据表明,寒武系-奥陶系内的大面积性白云石化和与之共生的硅质条带及穿层硅质脉系,是外来热水流体广泛交代的产物。

3 讨论

3.1 膏盐建造热水沉积的可能性

膏盐建造是海底热水成矿作用最常见的伴生产物(Rona et al., 1993),同时也是陆表泻湖环境卤水蒸发的重要结果。含膏盐的白云质碳酸盐过去通常被解释为萨布哈环境的蒸发产物,然而,类似的产物,作为一种典型的热热水沉积岩,也在现代海底热水喷流区发现(侯增谦等, 2003)。因此,正确地区分出这些膏盐-碳酸盐建造的形成方式并非易事,需详细论证。虽然萨布哈环境的蒸发作用可能是形成长江中下游三叠纪膏盐的一种重要机制,但是,热卤水的排泄汇聚与化学沉积可能也是一种重要方式,这主要是基于以下5点事实:

(1) 膏盐与同生矿化。业已述及,三叠纪膏盐建造要么与层状菱铁矿矿体密切共生,呈互层产出,要么与同层位的硫化物矿体(黄铁矿和铅锌矿)时空相依、相变过渡。这种同生沉积关系无法用蒸发作用来解释,这是因为,卤水强烈蒸发虽然可能导致膏盐沉积,但却不足以引起金属硫化物堆积。不论是层状菱铁矿矿石,还是块状黄铁矿矿石和层状铅锌矿矿石,其形成深度可能不尽相同,但形成温度一般都介于100~250℃之间(侯增谦等, 2003),而干旱蒸发显然无法达到这样的温度。这暗示,与同生矿化共生的膏盐建造可能是热水成矿系统温度降低后

的化学沉积岩。实际上,类似的石膏-硫化物共生组合广泛见于古今海底热水活动区和 VMS 型矿床中,如在日本黑矿,石膏-硬石膏矿作为喷气沉积岩构成相对独立的矿体,并与黑矿矿体密切共生(Urabe et al., 1978);在大西洋脊 TAG 活动热水区,钻探证实:硬石膏与含铜黄铁矿层呈互层产出,厚达 300 余米。硬石膏因受更高温热水流体的交代、溶解而发生垮塌,形成大量角砾状矿石:块状黄铁矿角砾岩、黄铁矿-硬石膏角砾岩和黄铁矿-非晶硅-硬石膏角砾岩(Humphris et al., 1995)。最近, Hannington 等(2001)在冰岛北部热水区又发现了与硫化物矿化伴生的块状硬石膏矿体。在热水活动区,石膏和硬石膏是极易形成的热水沉积产物,它们通常形成于热水流体与冷海水的混合过程中,要么在海底形成黑烟囱生长的骨架,要么在海底堆积形成石膏层、石膏-非晶硅层及石膏-重晶石层,伴随于块状硫化物堆积丘周围。淀积石膏-硬石膏的热水流体往往不需要太高的盐度,一般为海水盐度 [$w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) = 3.5\%$] 的 1~3 倍(Lydon, 1988)。石膏-硬石膏形成后往往遭受随后的热水流体交代和溶解,甚至消失殆尽。

(2) 结构构造特征。如前所述,粗晶硬石膏细脉和网脉切割白云岩层理,网脉分叉联结、相互贯通,单脉宽窄不一、纵横交错,不应是白云岩泥裂中的充填产物,很可能是热卤水排泄通道的淀积产物;角砾状和碎屑状硬石膏大量发育,不同于海水稀释导致石膏溶解而形成的膏溶角砾岩,更像 VMS 和 SEDEX 型矿床中常见的滑塌堆积产物(石膏层或石

膏-重晶石层)。白云质泥岩和含有机质的方解石角砾呈层状定向排列,并全部被硬石膏杂基胶结,似乎不能用萨布哈环境下低盐海水注入、动力破碎而后蒸发沉积来解释,若如此,则沉淀的杂基应为微晶灰岩和白云岩而非硬石膏。膏盐层下段普遍存在的硬石膏化和交代型硬石膏岩,与其用蒸发作用解释,不如用高盐度热卤水交代淋漓来解释更为合理。

(3) 流体包裹体特征。南京周冲村和含山陶家厂中三叠统膏盐建造中的硬石膏岩中,普遍发育呈团状或带状分布的流体包裹体群,单个包裹体多呈规则的负晶形状,大小一般在 $2 \times 4 \sim 5 \times 10 \mu\text{m}$,显示原生特征。包裹体类型以单一液相为主,少数为气液两相,气液比 5%~30%。相对于层状硬石膏岩来讲,脉状硬石膏岩中的流体包裹体个体较大,为 $5 \times 10 \sim 8 \times 16 \mu\text{m}$,且气液两相包裹体较多,气液比为 15%~30%,个别为 >80% 的富气体包裹体。两相包裹体均一温度有 80~180℃、200~280℃、300~340℃三个区间(图 6a),平均值分别为 136℃、230℃和 313℃,其中数量最多的低温区段的包裹体主要见于层状硬石膏岩中,而高温区段的包裹体主要发育于脉状硬石膏岩中。包裹体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 5.1%~19.8% 之间,平均为 9.3%,大约是正常海水盐度的 3 倍(图 7),其中层状硬石膏岩包裹体的盐度均小于 7.9%,而脉状硬石膏岩中包裹体盐度高达 17.4%~19.8%。这些数据说明:①硬石膏层所处的温度场至少曾达到 80~180℃,如果这些流体包裹体是原生沉积时的捕获物,那么其流体温度至少应

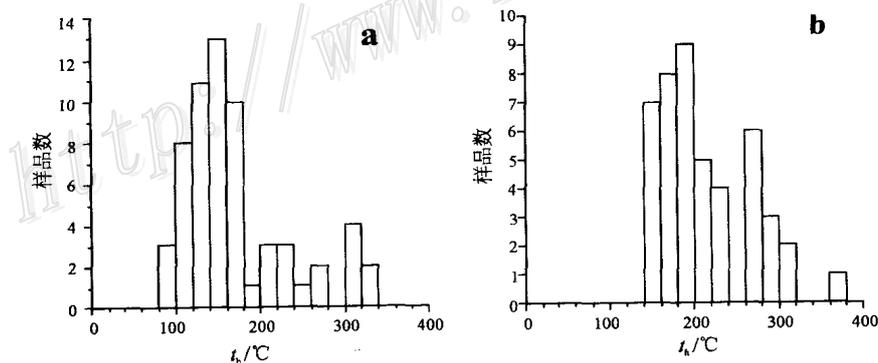


图 6 南京和含山中三叠统膏盐与寒武系-奥陶系蚀变岩流体包裹体均一温度直方图

a. 南京周冲村和含山陶家厂中三叠统硬石膏岩; b. 含山横龙铺-张家集一带寒武-奥陶系硅化、白云石化碳酸盐岩

ig. 6 Histograms showing homogenization temperatures of fluid inclusions in Middle Triassic anhydrites and Cambrian-Ordovician altered rocks in Nanjing and Hanshan

a. Middle Triassic anhydrite in Zhouchongcun, Nanjing, and in Taojiachang, Hanshan; b. Cambrian-Ordovician silicified and dolomitized carbonate rocks in Henglongpu-Zhangjiayi area, Hanshan

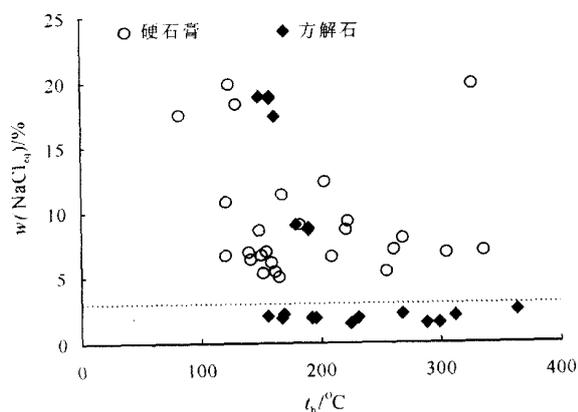


图7 南京和含山中三叠统膏盐与寒武-奥陶系蚀变岩流体包裹体盐度-温度图

Fig.7 Salinity-temperature diagram of fluid inclusions in Middle Triassic anhydrous and Cambrian-Ordovician altered rocks in Nanjing and Hanshan

高于 80 °C,这是干燥蒸发难以达到的。如果是埋藏成岩时期的流体记录,那么当时的古地温也应高于 80 °C,甚至高达 340 °C。②形成硬石膏的流体系统的盐度显著高于正常海水,部分高达 17%~20%。虽然原生沉积与埋藏成岩均可以导致层状硬石膏岩的流体盐度变化于 8%左右,但埋藏成岩作用无法大幅度提高流体盐度,并使之达到 20%。③流体温度与流体盐度存在正相关关系。符合这种关系的地质过程只能是高温热卤水与低温水体(地下水、大气降水、海水)间的混合过程。高温热卤水可以是岩浆水,也可能是区域热卤水。在长江中下游,虽然燕山期岩浆活动十分强烈,但在上述两个膏盐发育区,并没有发育相应的岩浆活动和岩体侵位。因此,合理的解释是,沿断裂运移和上升的区域高温热卤水向卤水盆地的幕式排泄,并与盆地卤水混合,导致大量石膏-硬石膏在卤水盆地内大量沉积;不断向盆地排泄注入的高温热卤水,一方面穿越已堆积的石膏-硬石膏层,形成粗晶硬石膏脉体,一方面又不断与盆地卤水混合,引起石膏-硬石膏的再复堆积。

(4) 同生矿化的硫同位素组成。在长江中下游,产出于石炭系和三叠系层位的硫化物和铁硫酸盐矿石富集重硫是其普遍特征(周涛发等,2000),反映矿石硫除少量岩浆硫外,主要来自海水的还原硫酸根(SO_4^{2-})。据已有资料,在中下三叠统膏盐建造层中,周冲村硬石膏的 $\delta^{34}\text{S}$ 高达 27‰,龙桥硬石膏

的 $\delta^{34}\text{S}$ 高达 24.4‰^①,总体上接近早中三叠世海水的 $\delta^{34}\text{S}$ 值。这暗示,堆积中下三叠统膏盐的卤水,要么是由海水浓缩而成,要么是地表或地下水大量溶蚀淋滤了早期海相环境的膏盐层而成。

图8展示了几个同生沉积成因的硫化物矿床和铁矿床的硫同位素组成,其中,受到燕山期岩浆热液叠加改造的庐江龙桥铁矿,其黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 9‰~13‰之间^①,钟姑地区白象山铁矿的情况类似,其黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 11‰~16‰之间,暗示其硫源主要为海水的 SO_4^{2-} ;在不与膏盐直接共生的云台山硫铁矿,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化更大,介于 6‰~23‰之间(倪若水,1995),而黄石狮子立山铅锌矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化较小,介于 4‰~11‰之间(王文斌等,1994),但仍显著高于岩浆硫的 $\delta^{34}\text{S}$ 值。这些资料证实,同生沉积的硫化物,其大部分矿石硫的最终来源仍为海水的还原硫酸根。

诚然,由海水浓缩而成的卤水可以通过蒸发作用形成膏盐建造,但却无法产生同生沉积的金属矿化。沉积金属硫化物的卤水不能仅靠海水蒸发浓缩而成,其必然发生过复杂的水/岩反应,并淋滤和汇聚了成矿物质。因此,淀积金属物质的卤水,不管是海水还是地下水,在其活动过程中,要么溶解了同生沉积的膏盐层,要么淋滤过下部层位(如石炭系)较早形成的膏盐建造。但不论哪种机制,均难以用简单的萨布哈模式而概之。

(5) 碳-氧同位素组成。笔者对膏盐建造中碳酸盐岩的碳-氧同位素进行了分析,其详细结果将另文发表。分析结果表明,南京周冲村和含山陶家厂中三叠统膏盐建造的碳酸盐岩夹层具有较高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(平均 25.5‰)(图9),盐度指数 Z 平均为 125,高于三叠系正常海相灰岩的氧同位素值(Keith et al., 1964),说明其形成于盐度高于正常海水的介质环境中。但是,这些碳酸盐岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围狭窄(24.2‰~27.3‰),而 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围较大(-2.1‰~+2.5‰),反映膏盐建造的形成环境除盐度较高外,还有富 ^{12}C 的流体加入,引起 $\delta^{13}\text{C}$ 较大的负值。据大场忠道等人的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与古温度的关系式($t = 17.04 - 4.34 \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 0.16 \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}^2$)(张理刚,1985)计算,膏盐建造中碳酸盐岩夹层的形成温度为 34~52 °C;同样,据 Craig(1965)碳酸盐古温度计公式计算(取海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 0),膏盐建造中碳

① 安徽省 327 地质队,内部资料。

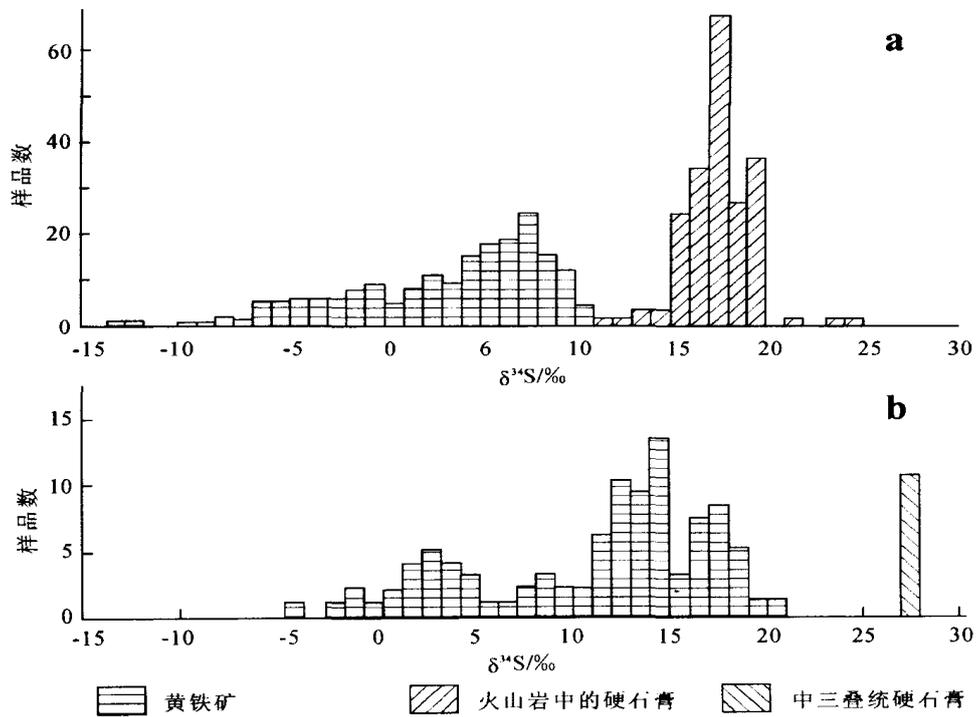


图 8 长江中下游成矿带同膏盐层位的同生沉积矿床硫同位素组成对比图
a. 火山盆地内部; b. 钟姑地区

Fig. 8 Comparison of sulfur isotopic compositions between syndepositional deposits in the same horizon of anhydriks in the Middle-Lower Yangtze metallogenic belt
a. Volcanic basin; b. Zhonggu district

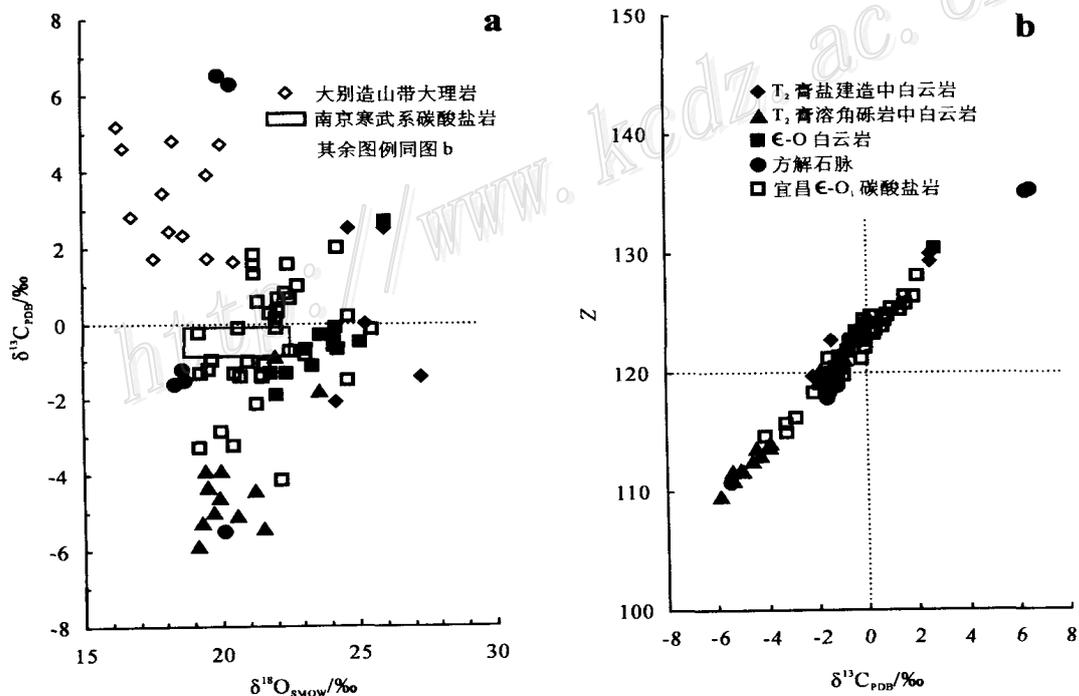


图 9 南京和含山中三叠统膏盐建造与寒武-奥陶系蚀变岩 $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ 及 Z - $\delta^{13}\text{C}$ 图

Fig. 9 Diagrams of $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ (a) and Z versus $\delta^{13}\text{C}$ (b) of the Middle Triassic anhydriks sequences and Cambrian-Ordovician altered rocks in Nanjing and Hanshan

酸盐岩夹层的形成温度为 32 ~ 48 °C,明显高于海水的温度,反映膏盐建造的碳酸盐岩形成过程中有热卤水的参与。这一点也同样反映在碳酸盐岩的碳同位素组成上,尽管 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值(0.3 ‰)属海相环境,但较大的变化范围(-2.1 ‰ ~ 2.5 ‰)说明其形成于剧烈变化的环境中,可能与热卤水周期性注入卤水盆地中有关。 $\delta^{13}\text{C}$ 的高正值与蒸发环境的高盐度相适应,而高负值暗示注入的热卤水中富含 ^{12}C 。

含山古昭关的膏溶角砾岩为 T_2 膏盐建造溶解坍塌形成,相对于膏盐建造,其碳、氧同位素组成明显低得多, $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 19.1 ‰ ~ 21.5 ‰,平均 20.0 ‰, $\delta^{13}\text{C}$ 值介于 -5.9 ‰ ~ -3.9 ‰,平均 -4.8 ‰,盐度指数 Z 平均为 114,说明膏盐建造遭受过循环大气水的作用,其碳、氧同位素均发生了较大的负向漂移(图 9)。

基于上述分析,笔者认为,三叠纪膏盐建造的形成,很可能是两种机制联合作用的结果。亦即,受基底断裂控制的区域热卤水沿盆缘断裂“多点”排泄,向局限盆地中心汇聚,并大量注入长期蒸发的咸化海水中,形成低温热卤水池,同时伴随着卤水蒸发沉积,形成膏盐建造。

对现代海底黑烟囱的观察和对 VMS 矿床的研究表明,硫化物堆积是一个动态的垂向加积过程(Lydon,1988)。热水流体通常先沉积低温矿物组合(方铅矿+白铁矿+闪锌矿+石膏+重晶石),形成硫化物丘,随热水系统热强度增大,低温矿物组合通常被交代淋漓,取而代之的是高温矿物组合沉积(闪锌矿+黄铜矿+黄铁矿),形成块状黄矿和块状含 Cu 黄铁矿,被淋漓的 Pb、Zn 物质向丘外迁移并快速堆积,形成似层状或块状黑矿(Elderidge et al.,1983)。随着热水系统的温度大幅度降低,喷气形成与硫化物伴生的热水沉积岩,如深水环境的碧玉岩、

硅质岩、重晶石岩、石膏岩,甚至富金属硅质-白云岩、浅水氧化环境的菱铁矿岩和石膏-硬石膏岩等(侯增谦等,1996;2003;Hou et al.,2001)。这些观察结果表明,硫化物-硫酸盐-碳酸盐的堆积过程受热水流体系统的温度及与环境的温度梯度控制。在长江中下游,尽管与膏盐建造同层位沉积的铁矿(菱铁矿)、硫铁矿、铅锌矿之间的相互关系尚不清楚,但是三者具有明显的共生关系,比如在庐枞矿集区,龙桥铁矿(菱铁矿)、黄屯硫铁矿(黄铁矿)和黄屯铅锌矿,三者产出层位相当,空间密切伴生。根据海底热水成矿观察研究结果,可以推测,硫铁矿可能产于热水排泄中心的附近,铅锌矿可能产于热水排泄中心外围,菱铁矿可能产于热水活动的边缘,而膏盐建造则产于热水流体侧向迁移汇聚的卤水盆地中央。图 10 示意性地表达了热水成矿系统及其矿化产物的成因联系。如果这个认识正确的话,在长江中下游地区,要注意在膏盐建造透镜体侧翼寻找 SEDEX 型块状硫化物 Pb-Zn 矿床。

3.2 区域流体的交代蚀变

在 Oliver(1992)应用区域流体侧向迁移理论将中北美洲油气田及密西西比河谷型(MVT) Pb-Zn 矿与造山作用联系起来,提出著名的碰撞造山与流体迁移模式之前,人们已注意到,这些 MVT 型矿床面积性分布于前陆盆地台型碳酸盐岩和褶皱推覆构造带中,具有强烈的偏白云岩倾向,而这些白云岩是长距离搬运的盆地卤水穿透其下部砂岩循环交代灰岩的产物(Gregg,1985)。在长江中下游,虽然尚没有确认的 MVT 型 Pb-Zn 矿床,但面积性分布的白云石化和硅化却记录了区域性热卤水的活动与迁移的痕迹。其主要证据如下:

(1) 交代结构证据。前已述及,在位于前陆盆地部位的含山县一带,上寒武统和下奥陶统的白云

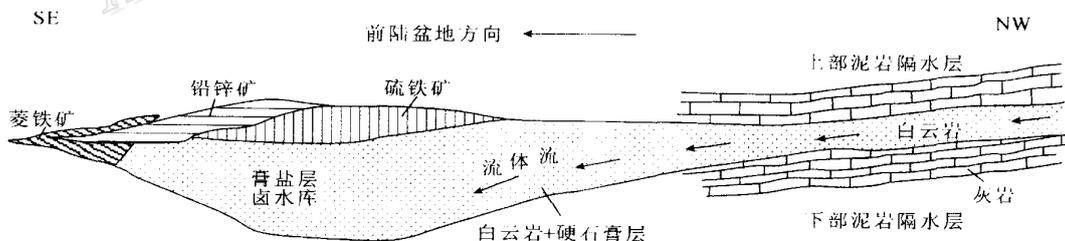


图 10 长江中下游三叠纪膏盐建造与同生沉积矿床的成因关系示意图

Fig.10 Sketch map showing genetic relationship between Triassic anhydrite sequences and syngenetic sedimentary ore deposits in middle-lower Yangtze area

岩中残留有砾屑结构和生物碎屑结构,表明这些白云岩为后生白云石化的结果。白云岩中普遍发育具雾心亮边结构的自形菱面体白云石,白云石晶粒间常充填洁净的他形方解石,局部方解石聚集成球状集合体,进一步说明这些白云岩是准同生白云岩或(和)灰岩受区域性热卤水交代而发生白云石化的结果。此外,白云岩中的硅质条带内常残留有自形菱面体白云石颗粒,并发育由皮壳状、梳状微晶石英集合体构成的晶脉构造,表明这些硅质条带是略晚于白云石化的硅化作用的产物。由此判断,含山地区寒武-奥陶系中大面积分布的白云岩及其中的硅质条带是区域性热卤水活动与迁移留下的地质记录。

一般准同生白云岩常由有序度低的富钙白云石组成,而高度有序纯白云石只有在温度高于 200 °C 的条件下才能形成(张玉宾等,1996),因此白云石化过程即是准同生富钙白云石脱钙形成较纯白云石的过程。含山地区寒武-奥陶系白云岩中白云石的雾心亮边结构,是准同生的富钙白云石受到热卤水的交代作用而发生排钙及重结晶形成的。由于白云石的晶胞参数较小,在富钙白云石发生溶解并重新结晶为较纯白云石的过程中体积减小,使得岩石中孔隙度增大,局部形成较大的空洞,因而有利于热水溶液的渗透,并促进钙质的排出。由此可以认为,寒武-奥陶系碳酸盐岩在白云石化过程中排出了大量的钙质,并通过热卤水的向上排泄,为膏盐盆地提供了大量的钙质。

(2) 流体包裹体证据。含山地区的寒武-奥陶系受区域热卤水活动的影响发生大面积的白云石化和硅化,在晚期阶段于自形菱面体白云石粒间充填洁净的方解石,局部形成粗晶方解石球团。这些方解石中发育大量呈团状分布的流体包裹体群,单个包裹体呈椭圆状、柱状、菱面体状等,大小为 $4 \times 5 \sim 10 \times 20 \mu\text{m}$ 。包裹体类型大部分为单一液相,少数为气液两相,气液比 10% ~ 30%。包裹体均一温度介于 140 ~ 380 °C 之间,包括 140 ~ 240 °C、260 ~ 320 °C 和 360 ~ 380 °C 三个区间段(图 6b),与上覆膏盐建造的均一温度分布模式基本相当,但温度稍高,暗示两者处于同一个系统中,即深层的热卤水在向上迁移和喷流排泄过程中温度不断衰减的流体系统。

方解石中流体包裹体的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 1.6% ~ 18.9% 之间,其中大部分为介于 1.6% ~ 2.4% 的低盐度流体(图 7)。由于这些方解石主要是区域热卤水活动晚期阶段的产物,其大部分流体包

裹体低盐度的特征代表了区域热卤水活动晚期阶段的性状,而少数流体包裹体较高的盐度,暗示区域热卤水在活动的强烈时期(早中期)具有较高的盐度。

(3) 碳、氧同位素证据。含山横龙铺、鲍庄和张家集等地的寒武-奥陶系白云岩具有分布范围较狭窄的碳、氧同位素组成, $\delta^{18}\text{O}$ 介于 21.8‰ ~ 25.1‰,平均 23.5‰,接近寒武-奥陶系正常海相碳酸盐岩的同位素组成(Lohmann et al.,1989); $\delta^{13}\text{C}$ 介于 -1.9‰ ~ -0.1‰,平均 -0.8‰,盐度指数 Z 平均为 122,说明这些白云岩主要为后生白云岩,系碳酸盐岩与高温热卤水作用而发生的埋藏环境下的白云石化,这与白云岩的雾心亮边自形晶晶粒结构所反映的白云石化相一致。

大别超高压变质带中大理岩的同位素组成及其所反映的榴辉岩相脱碳酸盐作用(王清晨等,1999)以及 $\delta^{18}\text{O}$ 值的降低(郑永飞等,1997),表明该区域曾经形成了富 ^{12}C (夏新宇等,1999)和富 ^{18}O 的流体。这类流体在碰撞挤压环境下被排挤出造山带,并沿构造裂隙向前陆盆地运移。当此类流体与寒武-奥陶系碳酸盐岩相互作用时,可造成 $\delta^{18}\text{O}$ 值的偏高及 $\delta^{13}\text{C}$ 值的降低。对比含山一带寒武-奥陶系白云岩与宜昌及南京同层位碳酸盐岩的碳、氧同位素组成(陈荣坤,1994;沈渭洲等,1997)可以看到,含山一带的白云岩总体上 $\delta^{18}\text{O}$ 值稍高, $\delta^{13}\text{C}$ 值稍低(图 9),这与成岩作用引起 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低不同(陈荣坤,1994),是上升的热卤水沿层间裂隙和构造裂隙穿过碳酸盐岩地层,引起埋藏型白云石化(Mountjoy et al.,1991)造成的。据此认为,注入膏盐建造盆地中的热卤水主要是大别碰撞造山带的排泄流体,循环大气水的加入较少。这可解释膏盐建造中碳酸盐岩的氧同位素变化范围较小而碳同位素变化范围较大的现象。

3.3 区域流体的活动时限

区域性蚀变的形成时限尚无可靠的年龄资料约束,只能根据地质观察来限定。在长江中下游,虽然伴随成矿作用的热液蚀变强烈而复杂,但至少可以以晚三叠世为界,区分出燕山期和前燕山期热液蚀变系统。铜陵地区流体蚀变填图资料证实,燕山期热液蚀变系统由一整套热液蚀变岩(如 K-硅酸盐化、Na-硅酸盐化、云英岩化、绿泥石化、粘土化)、交代岩(各类矽卡岩)和热变质岩(角岩和大理岩)构成。时间上,热液蚀变发生于燕山期火山岩浆大规模喷发侵位之后,空间上,多以岩体为中心呈补片状

分布,补片中心为靠近岩体的交代岩,向外为热液蚀变岩,补片边缘为大理岩化晕圈(杨竹森等,2002;蒙义峰等,2003)。显然,这套区域蚀变系统与寒武纪-三叠纪碳酸盐建造的区域蚀变存在重大差异。这表明,三叠纪之后的区域热水流体活动以燕山期岩浆作用为主导驱动机制,而之前的区域热水流体活动似乎以区域构造为主导驱动机制。因此,区域性白云石化和硅化的形成上限应为中三叠世末期。

区域性白云石化和硅化的下限时代有更大的不确定性,因为区域地层极少出露,难以观察不同层位蚀变岩的空间连接关系。笔者认为,不论是硅化还是白云石化,单一蚀变是常见的,但两种蚀变近于同时发育可能是不多见的,因为硅化的发育和纯净白云石的形成要求区域流体具有较高的温度($> 150\text{ }^{\circ}\text{C}$)以及较高的 Mg 和 Si 浓度,这种流体应是一种被加热的演化海水或者是海相地层的建造水。合理的解释是,这些流体来自被俯冲的富含有机质和建造水的陆缘沉积物,后者经埋藏、压实、脱水等过程,排泄出的流体自深部穿越不同地层向上部迁移,并发生白云石化和硅化蚀变(Oliver,1992;Deming,1992;Garven et al.,1993)。因此,根据这两种蚀变在寒武系-中下三叠统的发育特征,推测热水流体活动的时间下限应出现在碰撞前后的 P/T 之交。如果这个推测正确的话,那么,始于早三叠世而终于晚三叠世的区域性卤水流体活动,必然与更大区域的地质事件有关。在长江中下游地区,这个重要事件则是扬子-华北陆块碰撞与前陆盆地发育事件。而面积性分布的白云石化和硅化所记录的区域性热卤水活动与迁移痕迹,则可能反映了在造山过程中区域流体曾发生了大规模长距离的侧向迁移。

3.4 造山过程中流体的长距离侧向迁移

地壳中存在大规模流体早已被水文地质学家所关注(如 Ellis,1979),并被地球物理探测所证实(Makovsky et al.,1999;Wei,2001)。Fyfe 等(1978)最早注意到地壳大规模流体与成矿的关系,Oliver (1992)最早提出了大规模流体起源于造山过程,并向前陆盆地迁移汇聚的概念性模型。许多学者用大规模流体迁移解释大面积分布的 MVT 型 Pb-Zn 矿床乃至大陆金矿的形成机制(Bethke,1986;Sverjensky,1986;Viets et al.,1990;Johnston,1999;马东升,1997;1998)。

在扬子地区,以超高压变质岩大量出露为特征的大别造山带(徐树桐等,1992;Ames et al.,1993;

Cong et al.,1994)自北而南发育 3 个次级构造带,即:①北淮阳后陆盆地带,②大别变质-超高压变质带,和③红安-张八岭前陆冲断带。据杜建国等(2001)研究,大别 UHP 变质带主要为高压-超高压变质岩+干花岗岩,为排水带(无水带),排泄的流体类型以 $\text{N}_2\text{-CO}_2$ 流体为主,几乎无矿产形成;前陆冲断带发育含水绿片岩系,为含水带,流体类型为含金的 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 流体或 $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ 流体,伴有逆冲-推覆带金银矿化。

在以长江中下游成矿带为代表的前陆盆地带,大面积高强度的白云石化和硅化带在此集中分布,证明前陆盆地具有汇水带特征。自前陆向大别造山带方向,蚀变层位逐渐变低(中下三叠统→寒武-奥陶系),强弱相间的蚀变带受 NW 向断层系统控制,呈 NW 向展布。反映区域性卤水流体整体上由大别造山带向前陆盆地方向搬运迁移,而 NW 向断层系统可能作为迁移通道输运了大量流体。这些排泄流体,可以南京石膏矿深部封存的黄褐色卤水为代表, $\text{Na}(\text{w}_B, \text{下同}) 1330 \times 10^{-6}$, K 高达 1393×10^{-6} , Ca 507×10^{-6} , Mg 58×10^{-6} , $\text{Cl}^- 414 \times 10^{-6}$, SO_4^{2-} 高达 3660×10^{-6} (范洪源等,1995)。流体类型为含金属的 $\text{H}_2\text{O-Na-K-Mg-Ca}$ 流体。这些流体在迁移过程中,沿途可能淋滤和清除了大量金属,如 Fe、Cu、Pb、Zn 等,并卸载于三叠系沉积层中,因此,三叠系不仅赋存了大量同生沉积的硫铁矿、铅锌矿和菱铁矿,而且具有异常高的 Fe、Pb、Zn 丰度,如含膏碳酸盐的 Cu 含量是地壳同类岩石的 3~11 倍, Pb 是地壳碳酸盐平均值的 3~20 倍, Zn 是 1.5~38 倍(范洪源等,1995)。

图 11 示意性地表达了大别碰撞造山过程中流体的大规模长距离侧向迁移及其成矿作用。这个概念性模式,解释了下列几个重要事实:

(1) 长江中下游地区的 Cu、Fe、Au、Pb、Zn 等金属高度浓集,而大别造山带却没有成规模的矿床。究其原因,是碰撞造山过程中大量流体被排挤出来,致使碰撞造山带呈现“干”状态,而大量流体向前陆盆地迁移汇聚,不仅带来大量成矿金属物质,而且导致了同生沉积成矿作用,同时为燕山期成矿提供了“源-储-盖”条件。

(2) 大约 50% 以上的 Fe、Cu、Au、Pb、Zn 矿床选择性地赋存于三叠纪膏盐-碳酸盐建造中。究其原因,一方面是长距离大规模的迁移流体于中三叠世在沿江局限盆地内大量排泄并发生热水沉积成矿;

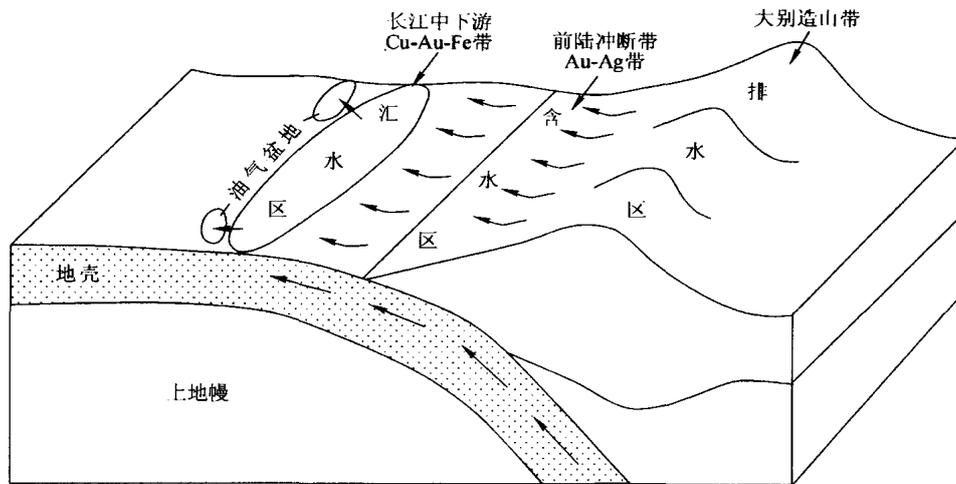


图 11 扬子与华北陆块碰撞过程中流体侧向迁移汇聚示意图

Fig. 11 Schematic map showing the lateral migration and convergence of fluids in the process of collision between Yangtze and North China blocks

另一方面是大量堆积的膏盐建造,为燕山期岩浆提供了侵位空间,为岩浆热液系统提供了高盐卤水和封存屏障,为金属硫化物淀积提供了大量必要的 SO_4^{2-} 和 H_2S 。

(3) 金属矿集区与油气田空间共存。究其原因,是随俯冲消滅的陆源沉积物中富含大量有机物质,在压实脱水过程中形成含油气流体,同时,流体长距离迁移过程中也会使穿越地层的有机质发生热裂解形成烃类流体,并汇入含油气卤水流体中。在地处被动陆缘的墨西哥湾,已实地观察到正在进行的盐丘底辟、热卤水排泄和油气缓慢渗漏等现象 (Roberts et al., 1997), 这有力地证实了上述推测。之所以油气田不在长江中下游的膏盐建造区而在成矿带两端发育,很重要的原因可能是强烈的燕山期岩浆活动破坏了原来的储油构造,并在异常热场驱动下将油气向岩浆岩带的端部运移。

4 结 语

从区域流体迁移汇聚的新视角出发,重新审视长江中下游地区广泛发育的膏盐建造、同生矿化以及区域性蚀变,是一个新的尝试。由此提出的造山带流体长距离侧向迁移汇聚模式,也仅仅是今后开展研究的一个工作模型,或者说是一个供读者讨论和批判的靶子。很显然,这个模式还需要大量的研究来修改、补充和完善,这些研究包括:①区域流体

蚀变填图,以查明区域流体的活动范围、活动时限和迁移轨迹;②流体包裹体和同位素地球化学研究,查明热卤水对膏盐建造的相对贡献,以及区域流体的物理化学性状和区域演化趋势;③区域构造和实验模拟,借以了解区域流体的驱动机制和迁移路径等。

References

- Ames L., Tilton G. R. and Zhou G. 1993. Timing of collision of Sino-Korean and Yangtze cratons: U-Pb dating of coesite-bearing eclogites [J]. *Geol.*, 21: 339 ~ 342.
- Bethke C. M. 1986. Hydrological constraints on the genesis of upper Mississippi Valley mineral district from Illinois basin brine [J]. *Econ. Geol.*, 81: 233 ~ 249.
- Bi Z. Q. and Ding B. L. 1997. Sedimentary environments of Triassic evaporite formations in the Lower Yangtze River region [J]. *Volcanology & Mineral Resources*, 18(2): 127 ~ 136 (in Chinese with English abstract).
- Chang Y. F., Liu X. P. and Wu Y. C. 1991. Fe-Cu metallogenic belt in the Lower Yangtze River [J]. *Beijing: Geol. Pub. House*. 1 ~ 379 (in Chinese with English abstract).
- Chang Y. F., Dong S. W. and Huang D. Z. 1996. On tectonics of "polybasement with one cover" in Middle Lower Yangtze craton China [J]. *Volcanology & Mineral Resources*, 17(1-2): 1 ~ 15 (in Chinese with English abstract).
- Chen J. F., Zhou T. X., Li X. M., et al. 1993. Sr and Nd isotopic constraints on source regions of the intermediate and acid intrusions from southern Anhui Province [J]. *Geochimica*, 22(3): 261 ~ 268 (in Chinese with English abstract).
- Chen R. K. 1994. Stable oxygen-carbon isotopes and application in rock-forming environments of carbonate rocks [J]. *J. Sedimentology*,

- 12(4) : 11 ~ 21 (in Chinese with English abstract) .
- Cong B L, Wang Q C, Zhai M G, et al. 1994. Ultra-high pressure metamorphic rocks in the Dabie-Su-Lu region, China: their formation and exhumation[J]. *The Island Arc*, 3 : 135 ~ 150 .
- Craig H. 1965. The measurement of oxygen isotope paleotemperatures [A]. In: Tongiorgi E, ed. *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*[C].
- De ming D. 1992. Catastrophic release of heat and fluid flow in the continental crust[J]. *Geol.*, 20 : 83 ~ 86 .
- Du J G, Gu L X, Sun X Z, et al. 2001. Fluid system and metallogeny in the Dabie orogen. *Acta Geologica Sinica*, 75 : 507 ~ 517 (in Chinese with English abstract) .
- Ellis A J. 1979. Explored geothermal systems[A]. In: Barnes H J ed. *Geochemistry of Hydrothermal Ore deposits*[C]. Wiley & Son: Wiley-Interscience Publication. 632 ~ 683 .
- Eldridge C S, Barton P B Jr and Ohmoto H. 1983. Mineral textures and their bearing in formation of the Kuroko orebodies[J]. *Econ. Geol.*, (Mono.5) : 241 ~ 281 .
- Fan H Y, Li W D and Wang W B. 1995. On the relationship between the marine Triassic evaporite horizons and Cu (Au), Fe deposits in the Middle-Lower Yangtze area[J]. *Volcanology & Mineral Resources*, 16(2) : 32 ~ 41 (in Chinese with English abstract) .
- Fyfe W S, Price N J and Thompson A B. 1978. *Fluids in the Earth's crust*[M]. Amsterdam: Elsevier .
- Garven G. 1993. Genesis of stratabound ore deposits in the Midcontinent basins of the North America[J]. *Am. Jour. Sci.*, 292 : 497 ~ 568 .
- Gayer R, Garven G and Rickard D. 1998. Fluid migration and coal-rank development in foreland basins[J]. *Geol.*, 26(8) : 679 ~ 682 .
- Gregg J M. 1985. Regional epigenetic dolomitization in the Benneterre dolomite (Cambrian), southwestern Missouri[J]. *Geol.*, 13 : 503 ~ 506 .
- Hannington M D, Herzig P, Stoffers P, et al. 2001. First observations of high-temperature submarine hydrothermal vents and massive anhydrite deposits off the north coast of Iceland[J]. *Marine Geol.*, 177(3-4) : 199 ~ 220 .
- Hou Z Q, Wu S Y and Urabe T. 1996. Silicon, oxygen isotopic compositions of cherts in Kuroko-type deposit, Gacun, Sichuan and comparison with silicon chimneys on modern seafloor[J]. *Geol. Rev.*, 42 : 531 ~ 540 (in Chinese with English abstract) .
- Hou Z Q, Khin Z, Qu X M, et al. 2001. Origin of the Gacun volcanic-hosted massive sulphide deposit in Sichuan, China: Fluid inclusion and stable isotope evidence[J]. *Econ. Geol.*, 96 : 1491 ~ 1512 .
- Hou Z Q, Han F, Xia L Q, et al. 2003. Hydrothermal system and metallogeny on the modern and ancient seafloor[J]. Beijing: Geol. Pub. House. 1 ~ 430 (in Chinese with English abstract) .
- Humphris S, Herzig P M, Miller D J, et al. 1995. The internal structure of an active sea-floor massive sulfide deposit[J]. *Nature*, 377 : 713 ~ 716 .
- Johnston J D. 1999. Regional fluid flow and the genesis of Irish Carboniferous base metal deposits[J]. *Mineralium Deposita*, 34 : 571 ~ 598 .
- Keith M L and Weber J N. 1964. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils[J]. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 28 : 1787 ~ 1816 .
- Li W D, Wang W B, Fan H Y, et al. 1997. Forming conditions of Cu (-Au) deposit concentrated districts and potential possibility of giant deposits in the Middle-Lower Yangtze River[J]. *Volcanology & Mineral Resources*, 20 : 1 ~ 131 (in Chinese with English abstract) .
- Lohmann K C and Walker J C G. 1989. The $\delta^{18}\text{O}$ record of Phanerozoic abiogenic marine calcite cements[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 16 : 319 ~ 322 .
- Lydon L W. 1988. Ore deposit model 14, Volcanogenic massive sulfide deposits part II: genetic models[J]. *Geosci. Can.*, 15 : 43 ~ 66 .
- Ma D S. 1997. Mineralization and geochemical trace for the large-scale fluid migration in crust[J]. *J. Nanjing University*, 33 : 1 ~ 10 (in Chinese with English abstract) .
- Ma D S. 1998. Flow system of large-scale fluids in crust and its metallogenic significance[J]. *Geol. J. China Universities*, 4 : 250 ~ 261 (in Chinese with English abstract) .
- Makovsky Y and Klempner S L. 1999. Measuring the seismic properties of Tibetan bright spots: evidence for free aqueous fluids in the Tibetan middle crust[J]. *J. Geophys. Res.*, 104 : 10795 ~ 10825 .
- Meng Y F, Hou Z Q, Yang Z S, et al. 2003. Discussion on method of the alteration-fluid mapping in Tongling area, Anhui Province[J]. *Earth Science Frontiers*, 10(1) : 105 ~ 110 (in Chinese with English abstract) .
- Mountjoy E W and Hadi-Dihardja M K. 1991. Multiple phase fracture and fault-controlled burial dolomitization, Upper Devonian Wabamun Group, Alberta[J]. *J. Sedimentary Petrology*, 61(4) : 590 ~ 612 .
- Ni R S. 1995. The ore formation of sedimentary basin in Mesozoic, Middle Lower Yangtze area[J]. *Volcanology & Mineral Resources*, 16(2) : 42 ~ 54 (in Chinese with English abstract) .
- ODP leg 110 Scientific Party. 1987. Expulsion of fluids from depth along a subduction zone decollement horizon[J]. *Nature*, 326 : 785 ~ 788 .
- Oliver J. 1992. The spots and stains of plate tectonic[J]. *Earth Sci. Rev.*, 32 : 77 ~ 106 .
- Pan Y M and Dong P. 1999. The Lower Changjiang (Yangzi/ Yangtze River) metallogenic belt, east central China: intrusion- and wall rock-hosted Cu-Fe-Au, Mo, Zn, Pb, Ag deposits[J]. *Ore Geol. Rev.*, 15(4) : 177 ~ 242 .
- Roberts H H and Garney R S. 1997. Evidence of episodic fluids, gas, and sediment venting on the Northern Gulf of Mexico continental slope[J]. *Econ. Geol.*, 92 : 863 ~ 879 .
- Rona P and Scott S D. 1993. Preface for a special issue on sea-floor hydrothermal mineralization: New perspective[J]. *Econ. Geol.*, 88 : 1935 ~ 1976 .
- Ruan H C. 1982. Genesis of layered-stratabounded Fe ore deposits in

- Middle Triassic, Middle-Lower Yangtze River [J]. J. Nanjing University, 18(3): 23 ~ 45 (in Chinese with English abstract) .
- Shen W Z, Fang Y T, Ni Q S, et al. 1997. Carbon-oxygen isotopic studies on the strata at Cambrian/ Ordovician boundary [J]. J. Sedimentology, 15(4): 38 ~ 42 (in Chinese with English abstract) .
- Sverjensky D A. 1986. Genesis of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits [J]. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 14: 177 ~ 199 .
- Tang Y C, Wu Y C, Chu G Z, et al. 1998. Geology of copper-gold polymetallic deposits in Anhui (Lower- Yangtze River) [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1 ~ 351 (in Chinese with English abstract) .
- Urabe T and Sato T. 1978. Kuroko deposits of the Kosaka mine, Northeast Honshu, Japan—Products of submarine hot springs on Miocene sea floor [J]. Econ. Geol., 73: 161 ~ 179 .
- Viets J B and Leach DL. 1990. Genetic implication of regional and temporal trends in ore fluid geochemistry of Mississippi Valley-type deposits in the Ozark region [J]. Econ. Geol., 85: 842 ~ 861 .
- Wang Q, Xu J F and Zhao Z H. 2001. A new igneous rock-adakite [J]. Advances in Earth Sciences, 16(2): 201 ~ 208 (in Chinese with English abstract) .
- Wang Q C and Rumble D. 1999. Oxygen and carbon isotopes of ultra-high pressure metamorphic marbles in China [J]. Science in China, 29(3): 213 ~ 221 (in Chinese) .
- Wang W B, Li W D, Fan H Y, et al. 1994. Controlling conditions of strata, lithofacies and paleogeography to copper-deposit concentration regions in Middle-Lower Yangtze River [J]. Volcanology & Mineral Resources, 15(3): 33 ~ 41 (in Chinese with English abstract) .
- Wei W B. 2001. Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies [J]. Science, 292: 716 ~ 718 .
- Xia X Y, Wang X B, Chen J F, et al. 1999. Studies on composition of fluid inclusions and carbon isotope of carbon dioxide in ultra-high pressure metamorphic rocks in the Shuanghe area, Dabie orogen [J]. Science in China, 29(4): 314 ~ 320 (in Chinese) .
- Xie H G, Wang W B and Li W D. 1995. The genesis and metallogenic epoch of the Xinqiao Cu-S deposit, Anhui [J]. Volcanology & Mineral Resources, 16(2): 101 ~ 107 (in Chinese with English abstract) .
- Xu S T, Jiang L L, Liu Y L, et al. 1992. Tectonic framework and evolution process of the Dabie Mountain area (Anhui) [J]. Acta Geologica Sinica, 66: 1 ~ 14 (in Chinese with English abstract) .
- Yang Z S, Hou Z Q, Meng Y F, et al. 2002. Regional-scale fluid systems and metallogeny in the Tongling ore-cluster area, Anhui [J]. Mineral Deposits, 21(Supp.): 1080 ~ 1082 (in Chinese) .
- Zhai Y S, Yao S Z, Lin X D, et al. 1992. Regional metallogeny of Fe-Cu (- Au) deposits in the Middle-Lower Yangtze River [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1 ~ 235 (in Chinese with English abstract) .
- Zhang L G. 1985. Stable isotope and its implication in geological sciences [M]. Xi'an: Shaanxi Press of Science and Technology. 1 ~ 267 (in Chinese with English abstract) .
- Zhang Y B, Liang X J and Song G Q. 1996. A trial-discussion on the another implication of dolomitization—calcium-discharge action [J]. Experimental Petroleum Geology, 18(4): 402 ~ 405 (in Chinese with English abstract) .
- Zheng Y F, Fu B, Gong B, et al. 1997. Carbon isotopic anomaly of marble associated with eclogite in Dabie [J]. Chinese Sciences Bulletin, 42(21): 2316 ~ 2320 (in Chinese) .
- Zhou T F and Yue S C. 2000. Formation conditions and mechanism for the fluid ore forming system of the copper, gold deposits in the middle and lower reaches of the Yangtze River area [J]. J. Peking University (Natural Science), 36(5): 697 ~ 707 (in Chinese with English abstract) .

附中文参考文献

- 毕仲其, 丁保良. 1997. 下扬子地区三叠系膏盐建造的沉积环境 [J]. 火山地质与矿产, 18(2): 127 ~ 136 .
- 常印佛, 刘湘培, 吴昌言. 1991. 长江中下游地区铜铁成矿带 [M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 379 .
- 常印佛, 董树文, 黄德志. 1996. 论中-下扬子“一盖多底”格局与演化 [J]. 火山地质与矿产, 17(1-2): 1 ~ 15 .
- 陈江峰, 周泰禧, 李学明, 等. 1993. 安徽南部燕山期中酸性侵入岩的源区锶-钕同位素制约 [J]. 地球化学, 22(3): 261 ~ 268 .
- 陈荣坤. 1994. 稳定氧碳同位素在碳酸盐岩成岩环境研究中的应用 [J]. 沉积学报, 12(4): 11 ~ 21 .
- 杜建国, 顾连兴, 孙先知, 等. 2001. 大别造山带的流体系统与成矿作用 [J]. 地质学报, 75: 507 ~ 517 .
- 范洪源, 李文达, 王文斌. 1995. 长江中下游海相三叠系膏盐层与铜(金)铁矿床 [J]. 火山地质与矿产, 16(2): 32 ~ 41 .
- 侯增谦, 吴世迎, 浦边澈郎. 1996. 四川呷村黑矿型矿床硅质岩的硅、氧同位素组成及其与现代海底硅质烟囱比较研究 [J]. 地质论评, 42: 531 ~ 540 .
- 侯增谦, 韩发, 夏林圻, 等. 2003. 现代与古代海底热水成矿作用 [M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 430 .
- 李文达, 王文斌, 范洪源, 等. 1997. 长江中下游铜(金)矿床密集区形成条件与超大型矿床存在的可能性 [J]. 火山地质与矿产, 20: 1 ~ 131 .
- 马东升. 1997. 地壳中大规模流体运移的成矿现象与地球化学示踪——以江南地区中低温热液矿床的地球化学研究为例 [J]. 南京大学学报(地质流体专集), 33: 1 ~ 10 .
- 马东升. 1998. 地壳中大规模流体的流动系统及其成矿意义 [J]. 高校地质学报, 4: 250 ~ 261 .
- 蒙义峰, 侯增谦, 杨竹森, 等. 2003. 安徽铜陵地区蚀变-流体填图方法的探讨 [J]. 地学前缘, 10(1): 105 ~ 110 .
- 倪若水. 1995. 长江中下游中生代沉积盆地的成矿建造 [J]. 火山地质与矿产, 16(2): 42 ~ 54 .
- 阮惠础. 1982. 长江中下游中三叠统层状-层控型铁矿床的成因 [J]. 南京大学学报(自然科学版), 18(3): 23 ~ 45 .
- 沈渭洲, 方一亭, 倪琦生, 等. 1997. 中国东部寒武系与奥陶系界线地层的碳氧同位素研究 [J]. 沉积学报, 15(4): 38 ~ 42 .
- 唐永成, 吴昌言, 储国正, 等. 1998. 安徽沿江地区铜金多金属矿床

- 地质[M].北京:地质出版社.1~351.
- 王强,许继锋,赵振华.2001.一种新的火成岩——埃达克岩的研究综述[J].地球科学进展,16(2):201~208.
- 王清晨, Rumble D. 1999. 中国大别山双河超高压变质大理岩的氧、碳同位素[J]. 中国科学, 29(3): 213~221.
- 王文斌,李文达,范洪源,等.1994.长江中下游铜矿集中区地层、岩相、古地理控制条件[J].火山地质与矿产,15(3):33~41.
- 夏新宇,王先彬,陈江峰,等.1999.大别山双河地区超高压变质岩流体包裹体成分及二氧化碳碳同位素研究[J].中国科学,29(4):314~320.
- 谢华光,王文斌,李文达.1995.安徽新桥铜硫矿床成矿时代及成矿物质来源[J].火山地质与矿产,16(2):101~107.
- 徐树桐,江来利,刘贻烂,等.1992.大别山区(安徽部分)的构造格局与演化过程[J].地质学报,66:1~14.
- 杨竹森,侯增谦,蒙义峰,等.2002.安徽铜陵矿集区流体系统与成矿[J].矿床地质,21(增刊):1080~1082.
- 翟裕生,姚书振,林新多,等.1992.长江中下游地区铁铜(金)成矿规律[M].北京:地质出版社.1~235.
- 张理刚.1985.稳定同位素在地质科学中的应用[M].西安:陕西科学技术出版社.1~267.
- 张玉宾,梁祥济,宋国奇.1996.试论白云岩化的另一种含义——排钙作用[J].石油实验地质,18(4):402~405.
- 郑永飞,傅斌,龚冰,等.1997.大别山与榴辉岩共生大理岩的碳同位素异常[J].科学通报,42(21):2316~2320.
- 周涛发,岳书仓.2000.长江中下游铜、金矿床成矿流体系统的形成条件及机理[J].北京大学学报(自然科学版),36(5):697~707.

Large-scale Migration of Fluids towards Foreland Basins During Collisional Orogeny: Evidence from Triassic Anhydrock Sequences and Regional Alteration in Middle-Lower Yangtze Area

Hou Zengqian, Yang Zhusen, Li Yinqing, Zeng Pusheng, Meng Yifeng, Xu Wenyi and Tian Shihong
(Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract

The middle-lower Yangtze area has undergone a series of complex tectonic evolution processes, such as Hercynian extensional rifting, Indosinian foreland basining, and Yanshanian transpression-transension, forming a large distinctive Cu, Fe, and Au metallogenic belt. In the tectonic evolution, large-scale migration and convergence of fluids towards foreland basins during collisional orogeny of the Yangtze and North China continental blocks were of vital importance in the formation of the metallogenic belt. Through geological survey of the middle-lower Yangtze area, three pieces of evidence for large-scale fluid migration are recognized. (1) The extensive dolomitic and silicic alteration penetrating Cambrian-Triassic strata generally occurs in a region sandwiched between the metallogenic belt along the Yangtze River and the Dabie orogenic belt, and the alternate strong and weak alteration zones extending in a NW direction are controlled by the fault system of the Dabie orogenic belt, which might record the locus of the activities of long-distance migrating fluids. (2) The textures and structures of very thick Middle-Lower Triassic anhydrock sequences in confined basins along the river reveal the important contribution made by the convergence and chemical deposition of regional hot brine within confined basins in the formation of these sequences. (3) Although Early-Middle Triassic syndepositional iron carbonate sequences and Fe-Cu-Pb-Zn massive sulfide deposits are alternated with or separated from anhydrock sequences, they all occur in the same stratigraphic horizon and are intimately associated with each other, suggesting they are syndepositional products of high-salinity hot brines. According to the geological survey combined with the data available, the authors propose in this paper a conceptual model for fluid migration-convergence and mineralization in the Dabie collisional orogeny.

Key words: geology, large-scale migration of fluids, collisional orogeny, anhydrock sequence, regional alteration, Middle-Lower Yangtze Valley