

(B) 例外情况 (Rogaland): 晚期包裹体的密度增加 (Swanberg, 1980)

在Rogaland (挪威西南) 高级变质混合岩中含有高密度到极高密度的 CO_2 包裹体(第三节之(三)), 根据大约4800个均一温度值, CO_2 密度范围在 $0.70\text{--}1.23\text{g/m}^3$ 之间, 最普通的值是 0.95g/cm^3 左右。变质压力—温度根据一些不常见矿物如大隅石, 假蓝宝石等的产出而限制在高温($800^\circ\text{--}900^\circ\text{C}$)和较低压力(低于 5kb) (Hermans等人, 1976)条件下。因此大多数 CO_2 等容线与上面提到的几个例子相反, 是从变质条件的P—T区间上方通过。因而它们不能代表同变质期的流体相, 这一假设得到几个论据的证实 (Swanberg, 1980, 102—103页):

——密度极高的碳质包裹体优先产于曾受退化变质作用或塑性变形影响的岩石中;

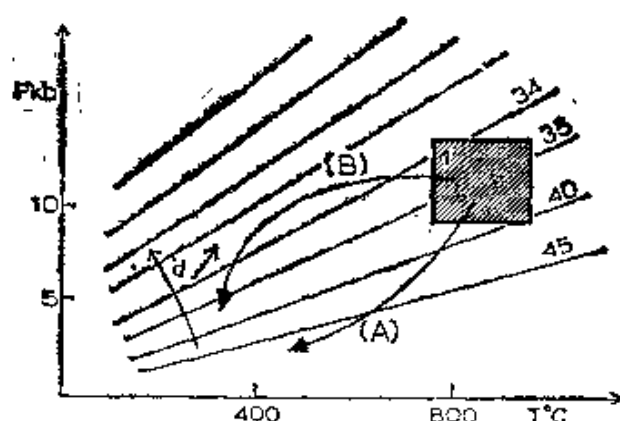
——在一群爆裂或经过转移的包裹体中有密度极高的 CO_2 包裹体;

——在含典型高温低压矿物如堇青石和大隅石的岩石中或附近有密度极高的 CO_2 包裹体, 但是圈闭在大理岩中的石英豆荚体没有这种包裹体。

在所调查的许多样品中存在着大量的 N_2 使情况变得相当复杂化。前面提到的大多数密度事实上是从 $\text{CO}_2\text{—N}_2$ 混合物中各相的体积和密度估计值推导得出的“等价 CO_2 密度”〔见第三节(三)〕。可能会引起较大的误差, 但是也已经观察到有许多密度较大的纯 CO_2 包裹体, 并且有充分理由确定对于晚期包裹体来说有一个区域性密度增加的趋势。

与先前的例子不同, 变质期后的高密度流体表现出完全不同的变质期后P—T轨迹, 即凹向温度轴 (Crawford, 第七章; 图8—14)。确实有些论据是赞同这种轨迹的 (局部发现在角闪石、辉石和橄榄石周围有石榴石环边, 从西推测在 900° 和 700°C 之间压力恒定, 次生角闪石形成的P—T条件, 可能受加里东逆掩断层作用影响

等等)，并且了解是否在Rogaland地区流体包裹体演化的这种独特情况会在其它地区，特别是南极洲(Enderby Land, Ellis, 1980)，重复出现将会很有意义，那里的矿物组合与在Rogaland所观察的矿物组合惊人地相似。



8—14 根据 CO_2 密度随时间演化产生两种变质岩区隆起轨迹见(Crawford, 第七章。A: 普通情况, 密度随时间降低; B: 例外情况, 密度随时间增加。 d_1 等容线密度, 根据Touret和Bottinga (1979) 的资料对某些参考等容线标明摩尔体积

五、结 论

在高级变质岩中研究流体包裹体并不容易，而且这些研究很少给出毫不含糊的答案。任何时候只要可能，比较一下根据流体包裹体与根据固体矿物相独立得到的P—T估计值有很大的好处，因为这样作必定会指导调查研究。也很清楚，基于一些未知的理由，某些地区较另一些地区简单，例如Furua麻粒岩杂岩就表现为如此。因此，只有当迅速、常规调查研究表明情况不太困难时才应进行详细研究。到目前为止取得的最重要成果当然是在各种麻粒岩中广泛出现 CO_2 ，这是一个具有重大岩石学意义（结论）的事实（例如参看Newton等人一文，1980）。由组成根本不同的岩石中都存在 CO_2 表

明，在麻粒岩相变质条件下流体相的组成受外部控制。在角闪岩相岩石中，特别是在混合岩中 CO_2 也可能存在，局部还很丰富（见Crawford，第七章；本章的Selås条带混合岩），所以角闪岩和麻粒岩的差别主要在于（在麻粒岩中） H_2O 作为早期同变质流体相的消失，其次才是 CO_2 含量的增加。

如果我们想要设想在麻粒岩条件下，即在大陆壳底部和上地幔中造成 CO_2 产出的可能机制，我们必须既考虑到 CO_2 的成因，也考虑 H_2O 消失的各种理由。

就 CO_2 的成因而论，在不含碳酸盐的岩石中和地幔派生物中有丰富的 CO_2 显然有利于说明 CO_2 至少部分属于初生成因(Juvenile origin)。由于要区分 CO_2 是来自流体包裹体中还是来自伴生矿物特别是碳酸盐矿物中，分析技术上还有很大问题，所以同位素证据并非简单明瞭。然而似乎有一个很确定的事实，即在麻粒岩中流体包裹体的 CO_2 具有很低的 $\delta^{13}\text{C}$ 值（低达 -15 — -20‰ ，根据Hoefs和Touret, 1975；Pineau等人，待发表）。这就排除了有沉积变质碳酸盐大规模参与的情况（Kreulen, 1980），而留下来的可能机制是某些 CO_2 是通过更还原物质如 CO （？）、 CH_4 或有机物质氧化产生的。直接的、但是局部的证据能够在变泥质岩石深熔期间发现，就如同对Selås条带状混合岩所叙述的情况。在这里，在未发生深熔的条带状片麻岩中（图8—11，7）石墨很丰富，而在流动体中（图8—11，9）石墨明显地缺失。在深熔作用期间石墨可能已与 H_2O 反应（ H_2O 可能是由于黑云母的分解反应释放出来的），从而产生目前在流动体的包裹体中所见的 CO_2 和 CH_4 。

当然，并非麻粒岩中所有 CO_2 都能以这种方式生成。在许多麻粒岩中石墨大量存在，并且在含石墨岩石中发现的大多数流体富含甲烷，而在麻粒岩中“正常”的流体是纯 CO_2 。因此必定还有另外一些机理使水从流体相中除去，而剩下 CO_2 作为唯一的组分。根据许多理由我们相信最有效的作用是与 CO_2 和 H_2O 在酸性和中性岩浆中不同的溶解度有关（Kadik和Lukanin, 1973）： H_2O 比 CO_2 易溶得

多，优先溶于熔融部分，并且 H_2O 的含量决定了熔化程度，也即通过深熔作用所产生的岩浆数量。因此混合岩标志着一个界线，由此 H_2O 不再系统地过量存在于流体相中，混合岩表示以 CO_2 为主导体制的开始，这种体制是下地壳和上地幔环境所特有的（Touret，1980）。

（沈崑译 芮宗瑤校）

参 考 文 献

- Behr, H.J. (1978): Subfluenz-Prozesse in Grundgebirgs-Stockwerk Mitteleuropas. *Zeit. dt. geol. Ges.* **129**, 283-318.
- Berglund, L. and Tourret, J. (1976): Garnet-biotite gneiss in "système du graphite" (Madagascar): Petrology and fluid inclusions. *Lithos* **9**, 139-148.
- Bilal, A. (1978): Les inclusions fluides des roches de la croûte continentale inférieure et du manteau supérieure. Implications Géotectoniques. Thèse d'État-Paris VII, 309 p.
- Bilal, A. and Tourret, J. (1976): Les inclusions fluides des enclaves catazonales de Bournac (Massif Central). *Bull. Soc. fr. Min. Crist.* **99**, 134-139.
- Bilal, A. and Tourret, J. (1977): Les inclusions fluides des phénocristaux des laves basaltiques du Puy Beaumit (Massif Central Français). *Bull. Soc. fr. Min. Crist.* **100**, 324-328.
- Bugge, J.A.W. (1943): Geological and petrological investigations in the Kingsberg-Bamble formation. *Norg. Geol. unders.* **229**, 115 p.
- Coolen, J.J.M.M.M. (1980): Chemical petrology of the Furus granulite Complex, Southern Tanzania. *Amer. Univ. Pub. (GUA), Ser. 1* **13**, 258 p.
- Cuney, M. (in prep.): Etude de la minéralogie et des inclusions fluides des occurrences d'uranium et de Thorium de la région de Mont Laurier (Canada).
- Dolgov, Y.A., Makagon, V.S. and Sobolev, V.S. (1967): Fluid inclusions in kyanite from metamorphic rocks and pegmatites of the Maura region (north-eastern Transbaikial). *Dokl. Akad. Nauk. SSSR Earth Sciences* **175**, 164-166 (Eng. Tr.).
- Dostal, J., Dupuy, C. and Leyreloup, A. (1980): Geochemistry and petrology of metaigneous granulite xenoliths in neogene volcanic rocks of the Massif Central, France. Implications for the lower crust. *Earth Plan. Sci. Let.* **50**, 31-40.
- Ellis, D.J. (1980): Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: P-T conditions of metamorphism. Implications for garnet-cordierite equilibria and the evolution of deep crust. *Contrib. Mineral. Petrol.* **74**, 201-210.
- Evans, B.W. and Guidotti, C.V. (1966): The sillimanite-potash feldspar isograd in Western Maine, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.* **12**, 354-364.
- Forestier, F.H. and Tourret, J. (1980): Granulites, eclogites, peridotites en France. *Sciences de la Terre, Nancy*, **23-3**, 1-42 (Livret guide exc. 114C, 26 Cong. Geol. Int.).
- Ghent, E.D. (1977): Applications of activity-composition relations to displacement of a solid-solid equilibrium grossular+anorthite+kyanite+quartz. In: *Short Course in application of thermodynamics to petrology and ore deposits* (R.J. Greenwood). *Min. Assoc. Canada*, 99-108.

- Guilhaumon, N., Dhamelincourt, P., Touray, J.C. and Barbillat, J. (1978): Analyse à la microsonde à effet Raman d'inclusions gazeuses du système H_2 - CO_2 . C.R. Acad. Sci. Franc. 287, ser. D., 1317-1319.
- Guilhaumon, N., Dhamelincourt, P., Touray, J.C. and Touret, J. (in press): Etude des inclusions fluides du système N_2 - CO_2 de dolomite et quartz de Tunisie Septentrionale. *Geochim. Cosmochim. Acta*.
- Heier, K.S. (1974): The contribution of geophysical investigations to our geological understanding of the deep crust. *Cent. Soc. Geol. Belgique, Geologie des Domaines cristallins, Liège*, 23-44.
- Henry, D.L. (1978): A study of metamorphic fluid inclusions in granulite facies rocks of the Eastern Adirondacks. A.B. Thesis, Princeton Univ.
- Hermans, G.A.E.M., Haksteg, A.L., Jansen, J.B.H. and Poorter, R.P.E. (1976): Sapphirine occurrence near Vikeså in Rogaland, Southwestern Norway. *Norsk Geol. Tid.* 56, 397-412.
- Hoefs, J. and Touret, J. (1975): Fluid inclusions and carbon isotope study from Bamble granulites (South Norway). *Contrib. Mineral. Petrol.* 52, 165-174.
- Holdaway, M.J. and Lee, S.M. (1977): Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.* 63, 175-198.
- Hollister, L.S. and Burruss, R.C. (1976): Phase equilibria in fluid inclusions from the Khatada Lake metamorphic complex. *Geochim. Cosmochim. Acta* 40, 163-175.
- Hollister, L.S., Burruss, R.C., Henry, D.L. and Hendel, E.-M. (1979): Physical conditions during uplift of metamorphic terranes as recorded by fluid inclusions. *Bull. Minéralogie* 102, 5-6, 555-561.
- Kadik, A.A. and Eggler, D.H. (1976): The behaviour of water and carbon dioxide during formation of acidic magmas. *Geokhimiya* 8, 1167-1174 (in Russian).
- Kadik, A.A. and Lukanin, O.A. (1973): The solubility dependent behaviour of water and carbon dioxide in magmatic processes. *Geochem. Int.* 10, 115-129.
- Klatt, E. (1980): Seriengliederung, Mineralfazies und Zusammensetzung der Flüssigkeitseinschlüsse in der präkambrischen Gesteinsserie Nord-Lapplands. Thesis Kiel, 125 p.
- Konnerup-Madsen, J. (1977): Composition and microthermometry of fluid inclusions in the Kleivatu granite, South Norway. *Am. J. Sci.* 277, 673-696.
- Konnerup-Madsen, J. (1980): Fluid inclusions in minerals from igneous rocks belonging to the precambrian continental Gardar Rift province, South Greenland: The alkaline Ilinaussaq intrusion and the alkali acidic igneous complexes. Licenciat Thesis, University of Copenhagen, 140 p.
- Kreulen, R. (1980): CO_2 -rich fluids during regional metamorphism on Naxos (Greece): carbon isotopes and fluid inclusions. *Am. J. Sci.* 280, 745-771.

- Mathez, E.A. and Delany, J.R. (in press): The nature and distribution of carbon in submarine basalts and peridotite nodules and implications for oxidation states of magmas. *Earth Plan. Sci. Let.*
- Mehnert, K. (1968): *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier, 1 vol., 393 p.
- Murck, B.W., Burruss, R.C. and Hollister, L.S. (1978): Phase equilibria in fluid inclusions in ultramafic xenoliths. *Am. Mineral* 63, 40-46
- Newton, R.C., Smith, J.V. and Windley, B.F. (1980): Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature* 288, 45-52.
- Olsen, K.I. (1978): Metamorphic petrology and fluid inclusion studies of granulites and amphibolite facies gneisses on Langøy and W-Hinnøy, Vesteralen North Norway. Thesis (Hovedfag) Oslo, 226 p.
- Ouzegane, K. (1980): Les roches métamorphiques de la région de Tamanrasset (Hoggar, Algérie). Thèse 3 Cycle, Université de Paris 7.
- Pagel, M. (1975): Cadre géologique des gisements d'uranium de la structure Carswell, Canada. Etude des phases fluides. Thèse 3 Cycle, Nancy, 145 p.
- Pineau, F., Béhar, F., Javoy, M. and Touret, J. (in press): La géochimie isotopique du faciès granulite du Bamble (Norvège) et l'origine des fluides carbonés dans la croûte profonde. *Bull. Minéral.*
- Roedder, E. (1965): Liquid CO₂ inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts. *Am. Mineral* 50, 1746-1782.
- Schock, A., Winkler, P. and Touret, J. (1980): A CO₂-granite from the Saldanha-Darling batholith, South Africa (Abst.). 26 Int. Geol. Cong., Paris, Sect. 01, Symp. 31.
- Swanenberg, H. (1980): Fluid inclusions in high-grade metamorphic rocks from S.W. Norway. *Geologica Ultraiectiona, Utrecht* no. 23, 146 p.
- Touret, J. (1966): Sur l'origine supracrustale des gneiss rubanés de Selås (Bamble, Norvège méridionale). *C.R. Acad. Sci., Serie D.*, t. 262 1, 9-12.
- Touret, J. (1971): Le faciès granulite en Norvège méridionale. II: Les inclusions fluides. *Lithos* 4, 423-436.
- Touret, J. (1972): Le faciès granulite en Norvège méridionale et les inclusions fluides: paragneiss et quartzites. *Sciences de la Terre, Nancy* 17, 1-2, 179-193.
- Touret, J. (1974): Faciès granulite et fluides carboniques. *Cent. Soc. Géol. Belgique. Géologie des domaines cristallins, Liège*, 267-287.
- Touret, J. (1980): Le métamorphisme régional: régime des fluides et grilles pétrogénétiques. *Mem. h.s. Soc. Geol. Fr.* 10, 63-70.
- Touret, J. and Bottinga, J. (1979): Equation d'état pour le CO₂: application aux inclusions carboniques. *Bull. Minéral.* 102, 577-583.
- Touret, J. and Kienast, J.R. (in prep.): Retrograde whiteschist paragenesis at Bjordammen, South Norway.

Wells, P.R.A. (1979): Chemical and thermal evolution of archaean sialic crust, Southern West Greenland. *J. Petrology* 20, 187-226.

Winkler, H.G.F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks, 5th ed., Springer Verlag, 348 p.

第九章 热液矿床流体包裹体研究

E. T. C. Spooner

(多伦多大学地质系)

一、引言

“热液”一词简单地归结为“热水”。众所周知，形成热液矿床的溶液来源象天然水类型一样，是多种多样的。然而，大约仅仅15年前，原生岩浆派生物体的确定含意还与“热液”一词联系在一起。流体包裹体研究，加上作为地球化学示踪的稳定同位素的应用、矿物稳定性和溶解度的实验研究以及流体的动力模拟，对于开辟灵活多样的途径，去查明现今人们所熟悉的热液矿床起着很大的作用（如White, 1968, 1974; Skinner, 1979）。这是一件意味深长的事，但是在过去15年的地质科学研究中这些课题很少受到广泛的重视。流体包裹体研究的作用要追溯到1858年H. C. Sorby的观测工作上，他考查了英国康瓦尔（Cornwall）的Sn—W—Cu矿脉中的流体包裹体。他利用包裹体的存在、成分和两相特征（液相如气相）作为证据，证明矿脉是在高温和高压（深部）条件下由水溶液中矿物结晶形成的。

流体包裹体研究现在已开始认真地用于矿产资源勘探，Roedder（1977b）提供了这方面的精辟论述。

流体包裹体从个别和一般意义讲发展和阐明了勘探的一些重要

问题赖以为基础的理论模式。具体应用的实例包括斑岩铜矿核心部位的红土、土壤、铁帽和淋滤外壳 (Nash, 1976) 中包裹体组合特征的系统研究和利用流体包裹体研究而获得的温度分布来确定矿化作用。Kamili (1978) 发现科罗拉多州深部Henderson钼矿体之上~400m的千枚岩化蚀变带中的流体包裹体的均一温度开始增加到100℃。Clifton、Buchanan和Durning (1980) 利用流体包裹体研究作为对亚利桑那州Oatman浅成低温热液Au—Ag矿化区综合再评价的一部分, 并且他们发现矿化与充填温度范围为220—240℃ (Tom Reed 脉) 和200—220℃ (Kokomo构造) 的一种特殊的流体包裹体有关。作者们指出, 他们花费10,000美元购买的流体包裹体仪器, 对于该项工程在勘探中为钻孔建立的深部控制已起了几倍于该价值的作用, 而且, 很重要的是消除了某些很迷惑人的矿脉系统的影响。

在制定勘探“模式”中, 利用流体包裹体研究的最好例子之一是密西西比河谷型矿床, 该矿床为一个以碳酸盐为主岩的Pb—Zn±重晶石±萤石的交代矿床并与侵入火成岩没有明显的空间关系。流体包裹体研究表明, 该矿床形成于低温 (80—150℃)、不沸腾、并且是很咸的 (15—25wt%, TDS = 溶解的总固相物) 卤水, 与地层水很相似 (如Pine Point矿床; Roedder, 1968)。这个证据有力地支持了沉积盆地脱水成矿的假说, 而正是这一假说是现行勘探方针的依据。目前, 流体包裹体研究对于认识加拿大Saskatchewan北部的Athabasca盆地和澳大利亚北部的巨大的、与不整合有关的高品位U±Ni±Co矿床正起着积极的作用。Pagel (1977) 通过对Saskatchewan北部的Rabbit湖矿床的研究, 指出该矿床由非常咸的 (~30 wt% TDS), 未沸腾的水溶液形成, 其温度为~130—160℃, 形成深度至少3000m。这一信息表明, 这个矿床形成于沉积盆地演化的高级阶段, 而不是通过Athabasca层序沉积之前的某些时候与风化有关的表生作用形成的。

这个简短评论的目的是为了概括有关现代热液矿床流体包裹体

研究的观测和解释的手段和方法，并阐述某些广泛的成因概念。热液矿床首先分成两大类：一类在空间上明显地与侵入的、经常是喷出的火成岩有关；另一类与侵入火成岩无明显关系，它们典型地产于沉积岩中（即是主岩为碳酸盐和砂岩的Pb—Zn矿床以及和不整合有关的U±Ni±Co矿床）。与火成岩有关的矿床按其形成环境分为几类：（a）高侵位的海底环境；（b）高侵位的陆上环境；（c）与火成侵入体有关的较深成环境。在这个总轮廓中，讨论是以一般可接受的矿床类型为基础的。因为这个简评集中于那些近来经过详细研究是有价值的主要矿床类型上，因而很遗憾不可避免会有重大省略（例如矽卡岩矿床）和过分简化。

二、空间上与侵入岩和喷出岩有关的热液矿床

（一）高侵位海底环境

近来，一种适用于火山成因块状硫化物矿床的矿石成因的假说由于下述两点而显然得到承认，首先，在东太平洋中脊北纬21°约2500m深处发现了一个与活动热水排放无关的硫化物丘（Francheteau等，1979）；其次1979年5月4日美国国家地理协会发布通告说，在与上述硫化物丘的同一区域内发现与上升热水的湍流圆锥形气团有关的硫化物沉积，该气团的温度估计为 $380^{\circ}\text{C} \pm 30^{\circ}\text{C}$ ，上升速度为每秒数米（Spiess等，1980）。由于含大约20 μm 大小的硫化物粒子，呈烟雾状浮动的喷射物，高1—5m，直径30cm的“烟囱”里排放出来。这些烟囱建筑在由黄铁矿、黄铜矿和闪锌矿以及少量磁黄铁矿、白铁矿、纤维锌矿、斑铜矿、方黄铜矿和辉铜矿组成的 $\sim 15 \times 30\text{m}$ 硫化物丘之上。

这些观察与通常所承认的火山成因硫化物矿床，其中包括从大洋底排放出来的热流体中形成矿物沉淀的成因模式同出一辙。这些矿床可以再分为蛇绿岩型（塞浦路斯型）和黑矿型，一般说来它们

的形态和大小都相似，但其金属含量、岩性组合和所推断的形成环境是不相同的。两者都由块状硫化物透镜体组成，在局部火山岩地层中整合交替出现，其下伏有近于筒状的蚀变带，带内见有网脉状矿。塞浦路斯型矿床可含4%的铜和少量的铅和锌，产于变玄武质枕状熔岩内，作为蛇绿岩组合的一部分，因而推测形成于海底扩张中脊（参考东太平洋中脊）。与此不同，黑矿型矿床通常含Zn~4%，Pb~1%，此外，Cu可到~2%，其产出与钙—碱性火山岩伴生的海底英安—流纹岩穹丘有关，并推断它们形成于海底岛弧中。

A. 蛇绿岩型（塞浦路斯型）火山成因硫化物矿床

塞浦路斯三个蛇绿岩网脉中与硫化物紧密共生的石英中的流体包裹体是简单的标准两相（液+气）包裹体，可见到纤维状于矿物（Spooner和Bray, 1977）而难见到沸腾证据（Spooner, 1980）。根据四处产地273个测量数据确定，冰的熔化温度为 $-1.9^{\circ}\text{C} \pm 0.3^{\circ}\text{C}$ (1S.d)●（总的变化范围为 -1.2°C —— -3.2°C ），因此该类型的热水溶液相对是稀的。 -1.9°C 这一数值与含3.5wt% TDS●的正常海水的冰点无多大差别。Mathiati矿床石英—硫化物脉中的富液相和富气相的水溶液包裹体共存，在 390°C 时各自均一为液相和气相，它们表明在250bar压力条件下沸腾，原始海水深度为2500m（Spooner, 1980）。利用这一海洋深度和估计的原始洋底之下的地层深度，以及假定流体静水压力条件，就可以利用等容线对流体包裹体的均一温度（例如它们的众值为 309°C ， 313°C ， 320°C 和 348°C ）进行压力校正，以得到捕获温度（其方法见Roedder和Bodnar, 1980）。较深部的网脉的温度范围（平均值 $\pm 1\text{S.d}$ ）为 300 — 370°C ，它们的众值为 325°C ， 335°C ， 341°C 和 370°C （Spooner, 1980）。这些数值与估测的东太平洋中脊释放的蒸气团的温度 $380^{\circ}\text{C} \pm 30^{\circ}\text{C}$ （Spiess等, 1980）非常接近。对于塞浦路斯的Mathiati矿床最上部具有较低的

● 1s.d—1个标准差（译者）

● TDS—溶解物质总浓度（译者）

捕获温度 $286^{\circ}\text{C} \pm 22^{\circ}\text{C}$ (平均值 $\pm 1\text{S.d}$)和充填温度分布呈显著负偏斜的现象表明,在原始洋底之下的网脉矿的上部约10—20m处(热液)与上复海水有过明显的近表面混合。

这些数据和其它类型的信息与作为热液矿床成矿溶液的海水对流循环模式一致。因而,也与矿石形成过程中的淋滤和再沉淀一致(例如Spooner, 1977, Parmentier和Spooner, 1978; Spooner, 1980)。虽然理论上可能存在少量其它类型的流体,然而稳定同位素地球化研究还不能证明不是海水成因的(Heaton和Sheppard, 1977)。Spooner (1977)根据质量平衡计算指出,由下伏镁铁质岩浆来的原始岩浆水的贡献未必有意义。因此,在这种情况下热液金属矿石的沉淀和火成活动之间的共生只是简单的热的关系。

B. 黑矿型火山成因硫化物矿床

日本中新世黑矿矿床石英和闪锌矿中的流体包裹体与塞浦路斯型矿床的流体包裹体具有相似的特性(Tokunaga和Honma, 1974; Marutani和Takenouchi, 1978; Urabe, 1978; Urabe和Sato, 1978; Yoshida, 1979; Farr, 1980)。包裹体为两相(液+气),无沸腾证据。重晶石中见到的高气/液比的包裹体是重结晶作用和颈缩的结果(Urabe和Sato, 1978; Kalogeropoulos, 1980, 私人通信)。高中段的网脉中的流体包裹体的均一温度与蛇绿岩网脉中的温度数据非常一致,例如对于Kosaka矿区的Uchinotai—Nishi(南部)矿床来说为 $280\text{—}330^{\circ}\text{C}$,集中于 300°C 左右(Marutani和Takenouchi, 1978); Kosaka矿区的Uwamuki 4号矿床中为 $280\text{—}320^{\circ}\text{C}$ (Marutani和Takenouchi, 1978); Uwamuki 2号矿床4个样品的平均范围为 $291\text{—}313^{\circ}\text{C}$ (56个测量数据)(Farr, 1980); Kosaka矿区的Uchinotai—Higashi(东部矿床)较低的硅质网脉状矿为 $264\text{—}305^{\circ}\text{C}$ (Urabe和Sato, 1978); Honshu西南部的Iwami矿床的变化范围为 $202\text{—}334^{\circ}\text{C}$,平均值为 257°C (Yoshida, 1979)。产于网脉状矿石之上的层状矿石中石英和闪锌矿中包裹体的均一温度明显较低,典型温度范围为 $200\text{—}310^{\circ}\text{C}$, Uchinotai—Higashi矿床的层状黑矿甚至低到 130°C

(Urabe和Sato, 1978), 由缺乏沸腾的证据表明, 原始洋深大于1000m (Marutani和Takenouchi, 1978)。在Uwamuki 4号矿床中, 获得的资料表明与冷的海水进行近表面的混合, 例如, 在130m垂深上, 矿石的形成温度向上明显地降低了30℃ (Urabe, 1978)。

由层状矿和上部网脉矿的流体包裹体研究提供的热液盐度类似于海水, 因此也类似于形成蛇绿岩型硫化物矿床的热液。例如, Marutani和Takenouchi(1978)提供Uwamuki4号矿和Uchinotai—Nishi矿床含盐度为2—5wt% NaCl当量 (60个测量值)。但是, 也有一些证据表明, 较深部的流体的含盐度比正常海水高得多。Urabe和Sato (1978) 引用Lu (1969) 对Uchinotai—Higashi矿床低硅矿石的17个测定数据, 其含盐度为5.7—8.4wt% NaCl当量。根据Farr (1980) 近来的研究, 这个发现得到了某些肯定, 他发现Uwamuki 2号矿床的网脉状矿石的4个样品内与硫化物紧密共生的14个石英晶体中的原生包裹体的平均盐度为 5.0 ± 0.7 (1S.d) wt% NaCl当量。该矿38个测定值的总变化范围为3.9—6.7wt% NaCl当量 (Farr, 1980)。Urabe和Sato (1978)、Farr (1980) 提出, 这些较高的盐度可能反映岩浆流体的成分。

(二) 高位陆上环境

A. 浅成低温热液Au—Ag—Cu—Pb—Zn矿脉以及伴生的交代矿床

类似于太平洋中脊的沉积硫化物的热气团的陆上产物是大陆地热区的热泉、间隙喷泉、地下蒸气以及其它特征现象, 如内华达的汽艇泉 (如Garside和Schilling, 1979), 怀俄明西北70km×40km黄石 (Yellowstone) 破火山口的那些大陆地热现象 (如Eaton等, 1975)。在这些地区的热泉沉积物中经常有非常高的Hg、As、Au和Ag等元素 (Weissberg等, 1979)。与陆上地热活动相联系的地表现象规模不大的原因很简单, 是因为潜水面具有地引力束缚作用面抑制向外流动, 而在海底环境中, 由于开放的岩石与水的界面允许热流体无阻碍地排放, 大量的硫化物得以迅速地从其中沉淀出来。因

此, 陆上地热系统表现为由高渗透通道控制的再循环引起的蘑菇状热构造为特征(例如内华达的Brady 热泉地热区; Garside和Schilling, 1979)。这些受裂隙控制的系统被认为特别类似于浅成低温热液矿床形成的环境。“浅成低温热液”一词在Schmitt(1950)的原意中曾经是用来描述形成于浅部和正常火山岩中的矿化作用的。

(a) 脉状矿床

浅成低温热液矿床的几何形态和地质产状各种各样。其类型包括有: (I) 比较简单的裂隙系统, 如秘鲁的Finlandia(Kamilli和Ohmoto, 1977), 墨西哥的Guanajuato(Gross, 1975)和产于小地堑的科罗拉多的Creede(Barton, Bethke和Roedder, 1977); (II) 复杂的脉状系统, 如秘鲁的Casapalca(Rye和Sawkins, 1974), 科罗拉多的Leadville(Tweto, 1968)和墨西哥的Pachuca—Real de Monte(Dreier, 1968); (III) 破火山口有关的脉状矿系统, 如科罗拉多的Sunnyside(Casadevall和Ohmoto, 1977), 和内华达的Goldfield(Ashley, 1974); (IV) 与侵入岩株边缘有关的脉状系统, 如犹他州Park City地区的Mayflower脉状系统(Nash, 1973)。

矿化作用以开放空间充填的皮壳状、梳状和晶洞构造为特征, 且常能分成数个清楚的共生阶段, 例如Finlandia矿床中分为七个共生阶段(Kamilli和Ohmoto, 1977)。

未受沸腾影响的热流体的成分可能是极稀释的。例如极据科罗拉多的Sunnyside石英中包裹体冰的熔化温度求得的盐度范围较海水的盐度低, 它的变化范围为0.1—3.6wt% NaCl当量, 更近于0.5—1.0wt% NaCl当量。内华达州形成若干金-石英-冰长石脉状矿床的热流体同样是稀释的, 其盐度小于2.1wt% NaCl当量(Nash, 1972)。其它矿床的盐度可能高些, 但是很难超过12wt% NaCl当量。例如Mayflower的主要硫化物阶段和较晚阶段的盐度为0.3—11wt%(Nash, 1973), Creede的盐度为4—12wt%, 平均为6wt%(Barton, Bethke和Roedder, 1977); Finlandia的I—IV阶段流体的盐度较高, 为7—11wt%, VII阶段降低至6wt%(Kamilli和Ohmoto,