

东南亚主要成矿带—各种地质力学条件相互影响的结果

摘要

东南亚大多数矿床构成五个成矿带。这些矿带中的矿床、矿种类型可用各种地质力学条件的反复出现及其相互影响来解释。从晚三迭世以来,东南亚地区被认为是和亚洲板块相连的一个不可分的大陆块,其三面与倾伏于这个地块之下的贝尼奥夫带毗邻。含有大量矿床及陆缘钙碱性岩浆岩带的岛弧产于贝尼奥夫带之上。斑岩铜、夕卡岩铜、铁和铅、火山岩型和热液型铅、锌、银、金、锡、钨和钼矿床与这些岩浆岩带有关。裂谷是地块中部占优势的走向断层作用造成的。一些锡矿床与同时形成的次碱性的非造山期花岗岩伴生。在古生代和三迭纪,东南亚地区至少属于三个不同的大陆块。这些地块为活动的大洋型盆地所分开。在贝尼奥夫带之上的地块边缘形成了铁、铜、铅、锡和锡矿床。以后这些矿床由于地块碰撞而占据大陆

的最内部。一些岩浆铜镍硫化物及钛磁铁矿矿床与晚古生代大陆裂谷构造有关。这些古陆块的位置及成矿带形成的顺序可通过横向相分析及古地磁资料的研究来复原。东南亚显生宙的演变表明,这个地区的成矿性首先取决于地壳的类型。

导言

东南亚的矿床是丰富的,其中极大多数矿床构成五个成矿带。这些矿带如图1所示,图中的化学符号表示按其经济意义排列的某些矿床。中国大陆带(I)(Katasian)由于存在中生代热液锡、钨、铅、锌、铋和汞矿床以及古生代沉积型和火山岩型铁矿、钛磁铁矿、铝土矿、变质磷灰岩矿床及岩浆铜镍矿床而著名(Vinogradov, Gatinsky, 1976)。环印度支那带(II)以成矿作用规模巨大为特征,这个带中的古生代和早中生代夕卡岩型铁和铜矿以及斑岩铜、脉状铅、铅

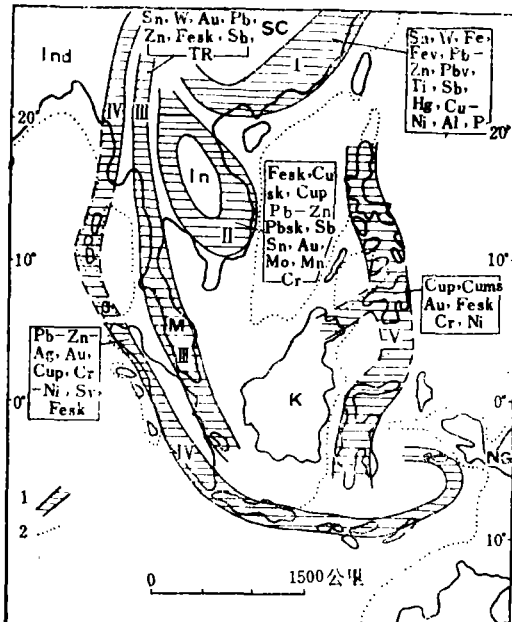


图1 东南亚主要成矿带

1—成矿带,2—陆架外界;矿床类型:ms—块状硫化物, p—斑岩铜矿, v—火山岩型, sk—夕卡岩型; Ind—印度, SC—中国南部, In—印度支那, K—加里曼丹, NG—新几内亚, M—马来西亚, 罗马字示文中所述的成矿带

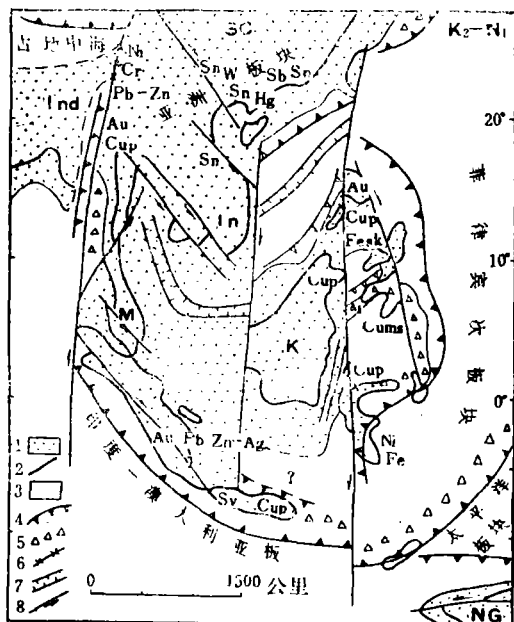


图2 晚白垩世及新生代的东南亚

1—大陆块(包括陆架); 2—现代大陆界线(示意); 3—洋壳; 4—消亡带; 5—洋壳上的火山岛弧; 6—大陆块碰撞带; 7—断裂带; 8—转换断层和主要走向断层

和锑、岩浆型铬铁矿床和新生代脉状锡矿床,都具有重要的经济价值 (Min. Res. Develop. Ser, 1972)。

缅甸—马来亚带(Ⅲ)锡的储量占世界的60%以上,且其中大多数在成因上是和中生代及古生代的花岗岩有关的。本区中生代钨和金矿床及古生代的碱金属、铁、钼—铌铁矿床亦是众所周知的 (Min. Res. Develop. Ser, 1972; Gobbett and Hufchison, 1973; Feiss, 1976)。西缅甸—巽他带(Ⅳ)在(Ⅲ)带以西及以南经过,其中赋存有新生代一晚中生代的热液铅—锌—银、金和斑岩铜矿床、硫和铁矿床以及与超镁铁岩有关的残余镍矿和铬铁矿床 (Feiss 1976)。位于最东边的菲律宾带(Ⅴ)的主要矿产是新生代斑岩和块状铜矿床,其次是金、铁、铬铁矿床 (Gervasio, 1973)。

这种种矿产如何能产在相当有限的地区呢? 斑岩和块状铜矿、铜镍硫化物矿床及火山岩型铅矿、岩浆型铬铁矿和夕卡岩型铁矿这样不同类型的矿床是以什么方式在现代构造的范围内组合的呢? 作者认为这是由东南亚及其某些部分的构造—岩浆演化所造成的,首先是由地质力学体系及地壳类型的变化所造成的。我们从新生代直到古生代(即向有实际根据的地质资料减小的方向)对这个演化作了研究。所作的研究是为了找出局部地区特殊的地质力学条件及其与矿化的关系,以及探索演变的总趋向。

新 生 代

概况: 东南亚新生代的演化为它处在三个岩石圈板块〔包括菲律宾次板块在内的亚洲板块、太平洋板块和印度—澳大利亚板块〕的接合处所决定 (Hilde等, 1976; Mishina, Karpova, 1976)。根据晚白垩世以来的地质、古地磁及古气候资料,所讨论的大部分地区属于大致位于现代同纬度的亚洲大陆边缘 (Staffer, 1974)。通过研究现代的和以前的贝尼奥夫带有关的岩石杂岩体及大量的横推断层可重塑新生代的地质力学状况 (图2)。

区域调查: 东南亚陆块中部。新生代走向断层极其明显地位于马来半岛 (Gobbett and Hutchison, 1973) 及印度支那半岛的西南部 (Mitchell, 1976)。似乎晚第三纪

早期泰国海湾陆架中狭长线性深海槽的形成与这些左侧北西走向的断层有关。这些深海槽中新生代松散沉积物厚达几千米 (Parke等, 1971)。于早第三纪非造山期次碱性花岗岩之后,晚第三纪—第四纪次碱性和碱性玄武岩的熔岩流广布于深海槽的突出部位。这种类型的岩浆证实深海槽裂谷性质很可能是在张力条件下形成的 (Gatinsky, Vinogradov, 1976)。一些锡矿床〔包括老挝的南帕泰纳 (Nam Patene) 矿床〕与印度支那半岛东部的早第三纪非造山期花岗岩伴生 (Min. Res. Develop. Ser, 1972)。泰国半岛左侧北东走向断层似乎早于上述断层。沿这些断层发生的运动使得中生代含锡花岗岩带在晚白垩纪—早第三纪早期位移了200公里 (Garson and Mitchell 1970)。

西缘。新生代消亡带在东南亚地块的西部,是以安达曼群岛和若开山脉的蛇绿岩露头、印缅山脉发育的向东倾的地壳隆起面及钙碱性火山岩带来追索的 (Brunnschweiler, 1974; Mukhopadhyay, 1973)。希尔德 (Hilde) 等提出印度—澳大利亚板块西部地区随同印度次大陆一起在晚中生代沿奈恩蒂伊斯特 (Ninety East) 山脉转换断层发生了向北的位移。这个位移由海洋岩石圈向北和向北东消亡在亚洲大陆下而得以补偿,结果形成安达曼—科尼巴岛弧和含斑岩铜、脉状铅锌和金矿床的缅甸西部陆缘岩浆岩带。在早第三纪晚期,由于印度次大陆及亚洲大陆运移到一起,所以在那加山区形成了一个碰撞带。伴随这一碰撞形成了巨大的推复体及含铬—镍矿床的蛇绿岩带 (Maung Thein, 1973; Brunnschweiler, 1974)。

南缘。许多研究者认为,巽他岛弧西部新生代的发育一直是与海洋岩石圈沉浸在亚洲大陆下有关的 (Katili, 1975; Feiss, 1976; Mishina, Karpova, 1976)。这个岛弧的钙碱性火山岩带含有斑岩铜、脉状铅—锌—银及金矿床。在中新生代,由于沿苏门答腊的右侧位移和该岛的顺时针转动 (Ninkovich, 1976),这个岛弧经历了一次重大的变化。

东缘。在深海图上可看到,沿加里曼丹两端有两条长的南北走向断层。本·阿弗拉哈姆 (Ben Avraham) 和尤伊达 (Uyeda) (1973), 希尔德等 (1976) 认为这些断层

是长期活动的横推断层,且自晚中生代以来加里曼丹断块沿该断裂发生了向南的位移。伴随这个位移有中国南海的扩展。需要假定的是,为补偿这样的位移,在爪哇海存在一个向南倾的消亡带。在沙巴贝有有关的斑岩铜矿的加里曼丹北部新生代钙碱性火山岩带的存在表明,在中国南海的南部亦可能存在消亡带(Haile, 1974)。沿这个海的北岸可能存在另一个但是向北倾的消亡带,这里零星展布的晚白垩世一早第三纪高铝花岗岩及碱性岩含有大量的锡和钨矿床(Sci. Sinica, 1974)。这里中生代沉积岩中的热液锑和汞矿床亦是人所共知的。但不清楚北岸所有的这些矿床和矿点是与晚中生代一早新生代消亡带有关(象图2所示的那样)还是与断裂前发育的陆缘有关。

澳大利亚只是在晚新生代才向东南亚移动。结果形成帝汶碰撞带和新几内亚左侧索龙断层。同时发生“苏禄岬”向西移动和班达岛弧的弯曲(Katili, 1975; Hilde等 1976)。大约同时,沿菲律宾主断层发生的左侧位移接触到菲律宾东部这个赋存有块状铜矿床的洋壳上的火山岛弧,以及该群岛西部这个中生代末以来就在其中存在有斑岩铜、金、夕卡岩型铁矿床的陆缘岩浆岩带(图2)。残余铁和镍矿床与新生代消亡带以及可能在苏拉威西的反消亡带中的超镁铁岩风化层伴生(Feiss, 1976)。

中 生 代

概况:为复原东南亚陆块中生代的位置,排除新生代走向断层的影响并去掉诸如西南苏门答腊、安达曼岛弧、东菲律宾等这样具有新生代新形成的陆壳的地区将是有益的。在完成这些工序后就可得到一张完整的中生代地块图(图3)。据古地磁资料,这个地块位于北纬 $15^{\circ}\sim 20^{\circ}$ 及 $40^{\circ}\sim 45^{\circ}$ 之间。其不同部分的相互位置为广泛发育含典型植物化石群的相同陆相沉积物(Gatinsky, 1978)以及中生代古地磁极(马来半岛白垩纪磁极除外)的相似性(McElhinny等, 1974)所证实。正如古地磁资料所示,晚三迭世、侏罗纪及白垩纪期间东南亚地块按顺时针方向转动了约 30° 而成为现在的位置。这和根据各类型中生代沉积物分布所复原的东南亚古气候分带性是一致的。例如,大致在河内到

依洛瓦底江源头一线(在中生代是北纬 $35^{\circ}\sim 37^{\circ}$)以北没有中生代礁灰岩。稍向南($30^{\circ}\sim 35^{\circ}$),极可能沉积在古沙漠上的上三迭统及侏罗系大陆红层向北则为潮湿带的含煤沉积物所代替(Gatinsky, 1978)。

古地中海位于东南亚陆块的西南,这个古海洋的最大扩展被认为是在三迭纪—侏罗纪(Gorodnizky等, 1978)。一个古太平洋岩石圈板块[库拉(Kula)板块]则位于东南亚大陆以东。一些研究者推测东南亚边缘海(包括中国南海)的起源与库拉板块南部扩展脊浸没于亚洲陆缘之下有关(Ben Avraham and Uyeda, 1973; Hilde等, 1976)。

区域调查:陆块中部。中生代走向断层的研究比新生代要差得多。最大走向断层中的一个——印度支那半岛北部右侧莱州—奠边府断层断距达60公里左右。横贯印度支那的蛇绿岩带在复原中生代地质力学演化时是最有用的。其中至少有两个蛇绿岩带可能属晚古生代或早中生代。它们是泰国北部的程逸带和越南北部及其邻国老挝的马江带(“清和断崖”)(Hutchison 1975; Gatinsky 1978)。根据与平行的热—动力变质作用带一道存在洋壳碎块和大量发育冲断层、三迭纪复理层、上三迭纪—侏罗纪磨砾层及钙碱性或次碱性火山岩、再生花岗岩类,因而认为这些内陆带是早中生代的碰撞带。

为这些蛇绿岩带分隔的大陆块古生代演变的特点将在下一节说明。需要注意的是上面提及的碰撞带继续向西北延伸至云南,在这里两个碰撞带合成一个带进入西藏(图3)。程逸带向南延伸经柬埔寨西部到达马来半岛及印尼的提(Tia)群岛(Mitchell, 1976)。如果象本·阿弗哈姆(Ben Avraham)及尤伊达(Uyeda, 1973)推测的那样,中生代时加里曼丹位于印度支那半岛最北部附近,那么马江带显然是与邻接西加里曼丹结晶基底北缘的沙捞越断层带相连的。

在泰国和越南,中生代蛇绿岩带的超镁铁岩含有铬铁矿床。某些铅矿床与碰撞带的酸性钙碱性和次碱性火山岩伴生,而锡—钨矿床则与这些带的再生花岗岩有关,在马来半岛尤其如此(Min. Res. Develop. Ser. 1972; Viongradov, Gatinsky 1976; Mitchell,

1976)。

西南缘。已知出露在苏门答腊及缅甸北部的中生代蛇绿岩可当作古消亡带的碎块来研究 (Hutchison, 1975)。由该消亡带向东, 白垩纪占优势的花岗岩带经中国西南到达苏门答腊。在缅甸、泰国、其次是苏门答腊 (这里亦知在外带有中生代夕卡岩型铁矿) 锡和钨矿床与这种花岗岩有关 (Katili, 1975)。我们认为这种花岗岩是在向东倾的贝尼奥夫带之上的活动陆缘部位形成的。

在苏门答腊及缅甸掸邦存在着上三迭纪一侏罗纪无磁性的复理层, 而向东则为浅海相和礁相所替代 (Maung Thein, 1973)。这些资料容许我们设想这个带在三迭纪一侏罗纪时边缘是不活动的。

东缘。我们没有说明东南亚中生代地块边界是在其他陆架范围内的资料。这个边界可能沿着希尔德 (1976) 等指出的某个转换断层通过。已知在加里曼丹东南的默拉图斯 (Meratus) 山脉有中生代消亡带碎块 (Katili, 1975)。侏罗纪一白垩纪钙碱性火山岩及花岗岩分布更广, 已知它们在中国东南部、加里曼丹东南部存在, 且最近在印度支那半岛东南部也有所发现 (Faure, Fontaine, 1969)。极可能发育在西向及北西倾

的贝尼奥夫带之上的钙碱性岩浆带含有锡、钨及钼矿床。重要的是要注意这个带在中国香港地区附近明显中断 (Sci. Sinica, 1974) 是与侏罗纪一白垩纪消亡带沿横推断层向加里曼丹东南部位移动有关的。靠近上述横推断层显然存在含铬铁矿及岩浆镍矿床的中生代洋壳断块, 而这些矿床后来包含到菲律宾岛弧基底中。

古 生 代

概况: 据古地磁资料晚古生代的东南亚的纬度, 大概和中生代时相同, 但是它反时针地转动了一个很大的角度。

鉴于缺乏东南亚古生代古走向断层及其它构造特征的资料, 所以复原其不同部分的相对位置应通过研究上面提到的横向上的碰撞带来完成。这样的复原工作表明沿着古生代的这些碰撞带存在着古大洋型盆地, 它们至少可分成三个不同的、在晚三迭世接合在一起的陆块 (图 4)。这些盆地规模可能不大, 而古生代东南亚整体构造类似于包括岛屿在内的东南亚现代构造。

晚古生代一早中生代存在的洋壳碎块以及沉积岩和岩浆岩相的横向变化证实了东南亚在古生代有过分裂。在这个地块中部古生

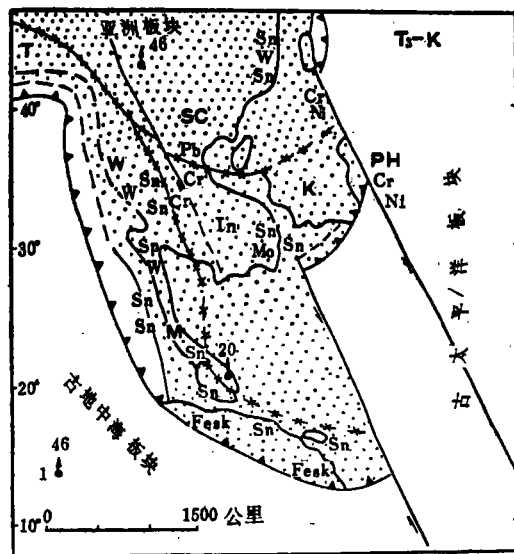


图 3 中生代的东南亚

1—表示古纬度的地磁资料 (据Stauffer, 1974; McElhinny等, 1974); T—西藏; PH—菲律宾

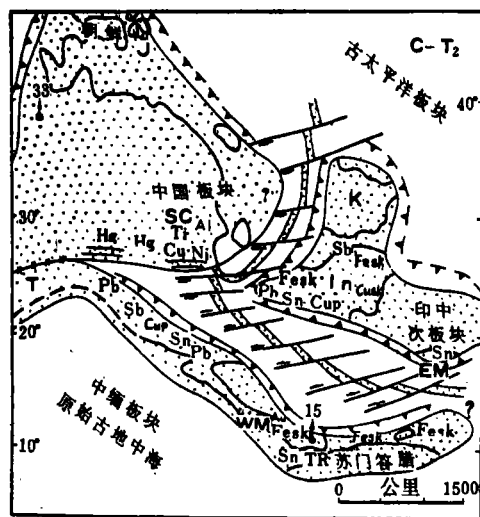


图 4 晚古生代—中生代开始的东南亚

J—日本; EM—马来亚半岛东部; WA—马来亚半岛西部

代和下一中三迭系由浅海碳酸盐—陆源或陆相沉积物〔奥陶纪—下泥盆纪的塞图尔 (Setul) 建造, 乌拉尔—二迭纪灰岩, 印中 Inferieures〕组成。在这些地区亦分布着含煤相、古风化残积物及陆相火山岩。

在这个地块边缘可以看到沉积作用深度增加且有时沉积物厚度增加及出现复理层、浊积岩、燧石、海相火山岩〔志留纪—泥盆纪松卡 (Songka) 建造, 中上古生代墨吉 (Mergui) 和普吉 (Phuket) 岩系, 三迭纪的南邦 (Lampang) 及裕廊 (Jurong) 建造等〕。礁灰岩常沿浅海和深水相发育区的边界分布, 特别是在石炭纪及二迭纪〔叻武里 (Ratburi) 和毛淡棉 (Moulmein) 灰岩等〕岩组中更是如此。有趣的是这些灰岩在古生代北纬 30° — 35° 以北没有分布。

沿着大多数陆块边缘发育钙碱性岩浆岩带的事实表明, 分隔它们的洋盆是活动的。因此这些地块是属于不同的岩石圈板或次板块的。保留传统的中国、印中及中缅板块 (或次板块) 似乎是合理的 (图4)。

戈罗特尼兹基 (Gorodnizky) 等 (1978) 所作的复原图表明, 中国大陆在晚古生代位于北半球的古地中海的两个分支间的。但关于中缅大陆 (或西马来亚断块) 及印中次大陆在古生代的位置是有不同意见的。伯汤 (Burton, 1972)、斯陶弗 (Stauffer, 1974)、米奇尔 (Mitchell, 1976)、戈罗特尼兹基等 (1978) 指出, 古生代及早中生代 (至三迭纪或侏罗纪) 这些地块是靠近南半球冈瓦纳古陆北缘的。作者认为这个时期这些地块在北半球的中国大陆附近则更为合理。

由西马来西亚的古地磁资料 (McElhinny 等, 1974) 及在泰国及马来半岛东部存在中国大陆二迭纪植物群 (Konno and Asama 1970) 和东南亚、欧洲、中亚中—晚古生代及三迭纪动物群极其相似 (Griffiths, Burrett, 1973; Gatinsky, 1978) 可以证实中缅大陆和印中次大陆在中—晚古生代和三迭纪处于这样的位置。据上面提到的许多学者的见解, 古生代中缅大陆是和缅甸北部及苏门答腊地区之间的冈瓦纳古陆相联的。可是, 在这个地区可以见到广泛发育的中—上古生代深水复理层相 (Mitchell 等 1970)。

区域调查: 中国大陆。本文中的中国大陆块研究仅限于其东南缘 (即中国南部和越

南北部)。这个地区晚古生代是以浅海沉积为主的。在中二迭纪上升运动之后形成了风化残积的铝土矿 (Gatinsky 1978)。从那时候起发生了广泛的断层作用和断裂前阶段的岩浆活动, 包括暗色岩建造, 基性未分岩系、次碱性花岗岩及碱性深成岩体的侵入。二迭纪末分系列的超镁铁岩含有铜—钼硫化物矿床及辉长岩—钛—磁铁矿矿床。一些交代的铅—锌矿床显然是与二迭纪花岗岩有关的 (Gatinsky, Viongradov 1976)。以后在三迭纪, 本区各个区域形成了沿〔黑水河或沱江构造, 兰平—威西 (Lanping—weisai) 构造〕或横过陆缘 (安州—孝河构造) 分布的断裂构造。沿着邻接这些断裂构造的断层产出一些汞矿床。

在早—中古生代, 所研究的中国大陆边缘至少发育有另一期断裂, 在这个时期中越南北部形成了与泥盆纪次碱性火山岩有关的火山型铁矿床。在元古代末—古生代初中国大陆这个地区是作为一个不活动的陆缘演化的, 其中含有后来经受变质作用的层状磷灰岩矿床 (Gatinsky, viongradov, 1976)。

中缅大陆。晚古生代及三迭纪这个地块的西北部由于主要出露再生花岗岩类及钙碱性火山岩, 因而可以复原成为一个活动的陆缘带。与这个岩浆岩带有关的各种矿床中斑岩铜矿、火山型及热液铅—锌矿和脉状铋矿床分布最广。在马来半岛, 与这个陆缘带的外带伴生的还有脉金和夕卡岩型铁矿床, 而向西至内带中含锡伟晶岩体则含钽—铌铁矿 (Min. Res. Develop. Ser., 1972; Gobbett and Hutchison, 1973)。

泰国北部存在石炭纪消亡带碎块, 而马来半岛中部则存在泥盆纪的消亡带碎块, 其中产出一些铬铁矿床 (Hutchison, 1975)。许多锰矿床与中古生代的深水陆源硅质岩组有关。早古生代在中缅东北缘的某些地方, 有着可能是陆相的酸性火山岩喷发, 其中包括马来半岛宜力 (Grik) 凝灰岩 (Gobbett and Hutchison, 1973) 和缅甸的波顿 (Bawdwin) 火山岩系 (Maung Thein, 1973)。产生贝尼奥夫带的极性至今仍不清楚。著名的碱金属矿床与缅甸掸高原北部的这种火山岩伴生。

中缅的西南缘从中古生代直至三迭纪显然是不活动的, 且表现为大西洋型的古地中

海北缘。这已为缅甸南部及泰国半岛发育杂乱的复理层岩组所证实。这些岩组的陆源沉积物似乎是从东部带入的 (Mitchell 等 1970)。根据云南西北部及西藏东部存在上古生代广泛分布的钙碱性火山岩和花岗岩以及三迭纪红层, 推测中国大陆和中缅大陆在本区的碰撞早在石炭纪或二迭纪就发生了 (图 4)。

印中次大陆。晚古生代这个次大陆位于上述两个带以东, 包括大部分印度支那半岛、加里曼丹、其他陆架及马来半岛的东部。上面已经提到, 马来半岛及泰国中部二迭纪植物群是相似的。最近米奇尔 (1976) 增补了晚古生代和三迭纪马来半岛东部和西部间存在一个洋盆的若干证据。赋存有石炭纪—二迭纪和三迭纪钙碱性火山岩及花岗岩的活动边缘显然是围绕整个印中地块的。它们的碎块保存在马来半岛东部、老挝北部、越南中部、加里曼丹西北部、柬埔寨东部。斑岩铜矿、脉状铅和锡矿床赋存于南缘, 而主要的夕卡岩型铁、铜、铅矿床则赋存在这个地块的西北缘和东缘 (Min, Res, Develop, Ser, 1972)。在泥盆纪那些边缘大概是不活动的。在越南中部上奥陶—志留纪岩组中有一些钙碱性火山岩, 而在昆嵩地区已知有志留纪 (?) 花岗岩—花岗闪长岩基岩。

在东南亚显生宙历史上可以划分出某些演变方向明显的漫长时期。至少从中古生代到早中生代这个地区是个以陆块解体为主的

时期。这个时期占优势的大洋型盘地的扩展和断裂作用导致大洋型和过渡型地壳的广泛分布。在中生代 (自晚三迭纪以来) 则以反向演变为主。这个时期由于大陆块的消亡作用、结合和碰撞以陆壳增生和固结为特征。从中生代末以来大陆解体又重新开始, 而在新生代则可观察到过渡性地壳演变加快的现象。在每个时期中无疑存在反向演变的局部地区, 但上述主要演变趋向则是清楚可见的。

各个时期的成矿带沿岩石圈板块的边界分布, 并与活动的陆缘相关。在陆缘带的某些地区可以确定这样的横向成矿分带: 外带是亲铜矿床 (Fe、Cu、Au、Pb) 占优势, 而内带则以亲岩矿床 (Sn、W、Mo) 为主。可是, 这种分带性是极其一般的 (大概是理论上的), 而且正如研究东南亚演变史所表明的那样, 这种分带性在某些时期中很少是终始如一的。

对上述列举草图 (图 2~4) 即使只是肤浅的了解也使我们得出这样的结论, 即过渡型地壳为主的解体时期首先以形成亲铜矿床为特征, 而大陆壳团结和增生时期的特征则是形成亲岩矿床。正是上述各时期脉动的构造演变造成了丰富多样的东南亚成矿带。

译自: "Third regional conference on Geology and mineral resources of southeast Asia" 1978, P.313~318

作者: Y.G. 加廷斯基等
张志庆译 余传菁校

(接上第53页)

点 号	11	13	15	17	19	21	23	25	27	29	31	33	35	37	39	41	43	45	47	49	51
$(\frac{P_s}{P_0})$ 点	1	0.99	0.99	0.98	0.98	0.96	0.90	0.80	1.52	1.51	1.36	0.50	0.38	0.33	0.76	1.19	1.26	1.07	1.04	1.03	1.02
$(\frac{P_s}{P_0})$ 线	1	0.98	0.94	0.95	0.88	0.88	0.70	0.65	1.70	1.75	1.92	0.73	0.50	0.40	0.90	1.32	1.12	1.06	0.98	0.96	1
$(\frac{P_s}{P_0})$ 改	1	0.98	0.98	0.95	0.88	0.88	0.70	0.65	1.55	1.49	1.48	0.56	0.39	0.31	0.75	1.20	1.12	1.06	0.98	0.98	1

极距。当A和O极均在对称山脊或山谷范围内时则

$AO/AO' = \cos \alpha$, 式中 α 为地形坡角。

以规则的山谷地形为例, 由表及图 5 可见, 线源获得的二度地形曲线如用 AO/AO' 正后, 则十分接近点源曲线。可见经过这种

校正, 线电源场就接近于点源场, 无疑地会减小地形改正误差。在野外工作时, 当不可能直接使用点源场地形进行地改时, 若将线源场作 AO/AO' 的校正将更接近于实际情况。其偏差可以小于10%。