同位素组成反映了大坪成矿流体主要源于下地壳[180,181]，以上这些证据有力地说明了这些石墨的源区是下地壳麻粒岩相岩石。

前人及本文对本区成矿流体的同位素研究表明成矿流体中含有幔源组分[9,21,23,24]，这与本区下地壳来源的流体不矛盾。通常认为下地壳麻粒岩相岩石的形成常与幔源的热力和富 CO_2 流体的作用相关，其变质流体常因此含有较多的幔源碳或其它幔源组分[212,214~216]。

关于石墨微粒从下地壳搬运上来的机理，作者注意到大坪含金石英脉中石墨包裹体粒径均很小，一般只有 1~5μm，可能还有大量纳米级石墨微粒目前未能在显微镜下观察到。富 CO_2 流体是一种挥发性和扩散性很强的地质流体，它们可能对固体微粒具有较强的悬浮搬运能力，类似于浮法选矿，但具体的过程尚有待新的高温高压实验数据。关于这些石墨在富 CO_2 流体中的化学稳定性问题，C－O－H 流体热力学模型（参见文献［198,200］）指示简单的冷却将增加其中石墨的稳定性，而且在 fH_2 和 fO_2 较低的环境中石墨可与 C－O－H 流体稳定共存。本文对主矿物石英中的流体包裹体所作的大量拉曼光谱分析未发现 H_2、CH_4 的谱峰，而前期对白钨矿的研究表明原始成矿流体的还原性较强[181]，这说明原始成矿流体是一种低 fH_2 并且 fO_2 也较低的流体，因此作者推测大坪石墨之所以能够被富 CO_2 流体搬运而未被溶解，是与富 CO_2 流体在上升过程中的冷却和流体本身的低 fH_2 并且低 fO_2 有关。

如前文所述，哀牢山构造带在喜山期存在大规模的剪切活动，且本矿闪长岩围岩发育强烈的糜棱岩化，本区麻粒岩相石墨的发现说明喜山期的韧性剪切作用可能深达下地壳，在韧一脆性变形阶段，下地壳富 CO_2 流体弥漫性地向剪切带汇集并沿断裂带脉动式上升，从麻粒岩相岩石中摄取的石墨微粒也以悬浮质向上运移，这种来源于下地壳的麻粒岩相的变质流体最终进入闪长岩体内的脆性断裂中，由于温度和压力的下降及 CO_2 的大量扩散或挥发，流体随即发生大量矿质沉淀，石墨微粒被正在沉淀的石英捕获。因此，大坪金矿含金石英脉中高结晶度石墨微粒的发现说明下地壳麻粒岩相变质流体在该区金矿成矿过程中起到重要作用。

5.6 大坪金矿成矿流体的来源

从上文可知，大坪成矿流体中 $CO_2 \geqslant H_2O$。关于高 CO_2 的流体，一般有以

下几种可能的来源：幔源、下地壳中高级变质流体（麻粒岩相、榴辉岩相等）和岩浆热液[184,186,197,193~194, 217~220]。单从流体成分看还不能具体确定本区高CO_2的成矿流体的来源[193,194]，但至少可以确定不大可能有大量大气降水的加入。曾有学者认为大坪金矿的成矿流体可能主要为花岗岩浆热液、大气降水构成的混合热液与闪长岩发生水/岩反应而形成的改造热液[87,88]，但缺乏确切的岩浆热液的证据，而矿脉中广泛分布的白钨矿的微量元素组成不具备岩浆热液成因的白钨矿的特征[181]。许多与非深源的岩浆热液有关的中温热液金矿，如前述山东三山岛金矿、广东河台金矿以及新疆乔尕山金矿[221]等，这些矿床的成矿流体均是$CO_2<H_2O$，而与深源的变质-岩浆热液有关的巴西 FMP 金矿，其成矿流体则$CO_2>>H_2O$。对比显示，本区成矿流体可能主体为深源流体，而与矿区外围出露的斜长花岗岩体等中酸性侵入岩不大可能有直接联系。

为了进一步确定本区富CO_2流体来源，本文对大坪白钨矿石英脉中白钨矿和石英单矿物样品进行了流体包裹体CO_2碳同位素比值测定。样品分别采集于大坪金矿 6 号、8 号和 51 号等主要含金石英脉中，将所挑选的白钨矿石英脉岩样研碎至 40~60 目，在双目镜下挑选白钨矿、石英单矿物样品至纯度大于 99%用于送样分析。样品分析在中国科学院广州地球化学研究所有机地球化学国家重点实验室完成。分析流程大致为：用破碎法使流体包裹体释气，对收集的CO_2气体采用 GC-IRMS 测定CO_2碳同位素比值，分析结果见表 5-1。

表 5-1 大坪白钨矿石英脉中流体包裹体CO_2的$\delta^{13}C_{(PDB)}$（‰）分析结果

样 号	4132	4130	4101	4129	04132Q	04128-1Q	04128-2Q	04130Q	04129Q
单矿物	白钨矿	白钨矿	白钨矿	白钨矿	石英	石英	石英	石英	石英
$\delta^{13}C$	-6.50	-5.60	-4.11	-6.50	-2.51	-3.38	-3.54	-3.8	-3.43

从本文的流体包裹体气相组分的拉曼光谱分析及显微测温结果可知，本区流体包裹体中含碳物质基本为CO_2，而未发现其它含碳气体，而同时石英脉中所含石墨固体包裹体不是成矿流体沉淀的，因此所测定的CO_2碳同位素比值可代表成矿流体的$\delta^{13}C$。从表 5-1 中可见，本区成矿流体中CO_2的$\delta^{13}C$为-6.50‰～-2.51‰，平均为-4.37‰，这些值均接近上地幔部分熔融所形成的原始岩浆值范围（-5‰±2‰）的均值，而远离大气平均CO_2的$\delta^{13}C$值（-7‰）[222]，表明成

矿流体中的碳质主要源于上地幔。

目前的研究表明还有不少可靠的证据可确定本区成矿流体的来源：白钨矿流体包裹体的惰性气体同位素组成显示该矿成矿流体主要由深源地幔流体和地壳流体组成，其中基本不含大气饱和水（见下文及文献［180］）；含金石英脉中硫化物及其共生石英的 He、Ar 同位素组成显示该矿成矿流体具有壳幔混合的特点[21]；白钨矿的 Sr-Nd 同位素组成显示本区原始成矿流体主要来自下地壳，但不排除有幔源物质加入（见下文及文献［181］）；金矿石中 PGE 组成显示幔源特点（见上文及文献［177］）;同时在含白钨矿石英脉中大量麻粒岩相石墨包裹体的存在可作为下地壳麻粒岩相变质流体参与成矿的直接证据[179]。综合以上证据和含金石英脉中流体包裹体的特征可以确定本区成矿流体主体是深源壳幔混合流体，其中壳源组分主要来自于下地壳，而非地壳浅部的大气降水、岩浆水或它们的混合流体，其形成机制可能与本区强烈的壳幔作用有关。

5.7 大坪金矿矿质的迁移与沉淀

金在成矿热液中的迁移形式主要有：硫氢络合物（主要为 $Au(HS)_2^-$）、氯化物络合物（$AuCl_2^-$）或 AuH_3SiO_4 等可溶配合物[223],以及胶态金[224]。由于早阶段石英脉中大量石墨的存在及白钨矿的稀土元素特征均表明原始成矿流体为还原性的流体，金在本区成矿流体中的迁移形式可能主要为硫氢络合物，而不可能为氯化物络合物或 AuH_3SiO_4[188,224~225]。从前文可知，大坪金矿应是产于压力下降的脆－韧性剪切带中的中深中温热液床，Herrington 等（1993）认为对于此类矿床胶态金可能是金的重要迁移形式，认为硅胶能使金胶粒稳定，这是在金矿脉的垂向上金的总体品位一致的原因[224]，本文目前还没有获取这方面的证据，是否存在这种迁移形式还需进一步研究。

大量金的沉淀富集与成矿流体物理化学条件的变化有关，如成矿流体的降温冷却引起成矿溶液的过饱和、成矿流体与围岩的相互反应、流体上升过程中压力降低引起的流体不混溶作用以及不同流体的混合[226]。从前文可知，大坪金矿在成矿过程中基本不存在流体混合，流体的 P-T 条件变化主要表现为流体压力的快速下降，含金硫化物的分布与纯 CO_2 包裹体的分布有密切关系，而野外观察和详细的研究[181]表明成矿流体与围岩的水/岩反应在金矿脉形成前就已