综述

蓝片岩——俯冲带高压低温变质作用和地球动力学过程的记录

李继磊^{1,2*}

1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 矿产资源研究院重点实验室, 北京 100029;

2. 中国科学院地球科学研究院, 北京 100029

* 通讯作者, E-mail: lijilei@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2019-10-16; 收修改稿日期: 2020-05-04; 接受日期: 2020-05-11; 网络版发表日期: 2020-07-20

国家自然科学基金项目(批准号: 41772056、41972060)和中国科学院青年创新促进会项目(编号: 2018090)资助

摘要 蓝片岩是一类在高压、低温条件下经区域变质作用形成的变质岩, 以含蓝闪石、硬柱石、文石、硬玉和迪尔闪石等特征高压/低温矿物为指示标志, 形成条件仅限于低地温梯度($4\sim 14^{\circ}\text{C km}^{-1}$)的俯冲带环境. 蓝片岩一般形成于俯冲带 $30\sim 60\text{km}$ 深度, 更深则转变为榴辉岩相岩石, 其保存需要一个快速的折返过程. 根据原岩和构造环境可区分为A型和B型蓝片岩, 也存在部分交代成因的蓝片岩. 蓝片岩多呈条带状分布于造山带的边缘, 出露于克拉通内部的蓝片岩非常有限. 全球范围内缺乏古老的蓝片岩, 最老的蓝片岩年龄仅为 $800\sim 700\text{Ma}$, 越年轻的蓝片岩出露规模越大. 蓝片岩作为鉴别俯冲带的主要标志之一, 对理解现代板块构造理论意义重大. 冷俯冲环境下蓝片岩-榴辉岩转变脱水对促进俯冲带元素循环、产生弧岩浆作用和诱发俯冲带中源地震具有至关重要的影响, 蓝片岩带中不同岩石的变质 P - T 轨迹为限定俯冲带初始时间和动力学演化提供了关键信息. 蓝片岩还是探讨地球早期板块构造启动的重要依据, 在制约全球重大地质事件方面也扮演着重要的角色. 因此蓝片岩依然是现代地质学的一个重要研究方向, 尚需在限定板块构造起始时间、约束相变精细过程以及建立全球蓝片岩数据库等方面开展进一步的工作.

关键词 蓝闪石, 蓝片岩, 高压变质作用, 俯冲带, 板块构造理论

1 引言

蓝片岩, 又称蓝闪石片岩, 是一种富含钠质角闪石(主要为蓝闪石)的高压、低温变质岩. 蓝闪石、硬柱石、硬玉质单斜辉石和文石等特征矿物的产出限定了蓝片岩的变质地温梯度在 $4\sim 14^{\circ}\text{C km}^{-1}$, 变质重结晶深度在 $30\sim 60\text{km}$. 如此低的地温梯度在研究初期难以找到合理的解释, 但板块构造理论的诞生打开了蓝片岩

的研究大门. 冷的板块在俯冲带斜插入地幔, 压力随深度持续增加, 但升温因岩石热传导性差而相对滞后, 这就在板块界面形成低地温梯度的热结构, 为蓝片岩乃至更高压的榴辉岩相岩石的形成提供了适合的构造环境(图1). 西Alps、日本Sanbagawa和北美Franciscan杂岩体的研究是蓝片岩相变质和俯冲带之间成因理论诞生的摇篮(Ernst, 1970, 1971). 从沸石相、葡萄石-绿纤石相、绿片岩相、蓝片岩相到榴辉岩相矿物组合的

中文引用格式: 李继磊. 2020. 蓝片岩——俯冲带高压低温变质作用和地球动力学过程的记录. 中国科学: 地球科学, 50(12): 1692–1708, doi: 10.1360/SSTe-2019-0248

英文引用格式: Li J. 2020. Blueschist: A window into high-pressure/low-temperature metamorphism and subduction zone dynamics. Science China Earth Sciences, 63(12): 1852–1867, <https://doi.org/10.1007/s11430-019-9630-2>

图1 (网络版彩图)俯冲带结构及变质相形成环境简图
修改自Stern(2002)

变质序列演变,反映了洋壳在俯冲带内随深度不断增加的变质等级(图1);与蓝片岩地体密切相关的岩石组合,反映了与俯冲过程相对应的沉积、变质、流体、岩浆以及地壳增生过程;而相关岩石的叠瓦状拼贴结构,揭示了俯冲带混杂堆积的构造特征。目前,蓝片岩与其他岩石(如蛇绿岩、榴辉岩及超高压变质地体等)一起已成为鉴别古俯冲带的有效标志。全球范围内蓝片岩带与古俯冲带的强烈耦合证实了它们之间的成因联系(Maruyama等, 1996),在现代活动俯冲带(马里亚纳海沟)附近的蛇纹岩泥底辟体中产出蓝片岩更为二者的亲缘关系提供了直接证据(Maekawa等, 1993; Tamberlyn等, 2019)。此外,蓝片岩还是解析俯冲带动力学过程的窗口。蓝片岩在俯冲带内的脱水是引发俯冲带中源地震、岛弧岩浆作用的重要因素(Peacock, 1993; Hacker等, 2003)。蓝片岩的时代分布以及变质 P - T 轨迹还是追溯地球历史上板块俯冲起始的有力工具。因此,蓝片岩的研究对深入理解大地构造格架、俯冲带过程、地球演化历史乃至发展板块构造理论都具有至关重要的意义。

本文在回顾蓝片岩及蓝片岩相概念由来的基础上,综述了蓝片岩变质岩石学特点、分布特征和成因类型,对蓝片岩的重大地质意义进行了总结。最后对未来研究方向进行了展望。

2 蓝片岩的定义与特点

2.1 蓝片岩的概念及由来

蓝片岩很早就被发现于造山带地体中,有科学记载的蓝片岩可追溯到1792年,瑞士博物学家Horace

Bénédict de Saussure在西Alps造山带意大利Aosta山谷的Saint-Marcel发现了石榴子石蓝闪石岩(Godard, 2001)。半个世纪后,德国地质学家Hofrath Hausmann才在希腊发现蓝片岩并命名了“蓝闪石(glaucophane)”这一矿物名称(Hausmann, 1845)。随后的19世纪后半叶,蓝片岩在希腊、新喀里多尼亚、意大利、法国、日本、印度尼西亚和美国加利福尼亚等地被陆续报道(Godard, 2001)。

20世纪初,Victor Moritz Goldschmidt和Pentti Eskola等人将“化学平衡”的概念应用到了变质岩石学领域,用来解释岩石中的共生矿物组合。Eskola(1920, 1922)首先认识到特定的岩石类型往往包含特定矿物组合,由此提出了变质相的概念。根据形成时的温度和压力条件,可将变质矿物组合划分为若干个变质相。Eskola(1929, 1939)率先将含有大量蓝闪石的片岩以及蓝闪石含量>5%的相关岩石划分为一个独立的高压变质相,命名为“蓝闪石片岩相(glaucophane schist-facies)”,但对其构造意义和成因并不清楚。当时Alfred Hacker的“剪切应力”变质矿物分类理论盛行,该理论认为压力(受控于温度)不是控制变质矿物形成的关键,而温度才是决定变质作用的主要因素(Harker, 1932)。因此,多数地质学家(即使他们使用变质相的概念)都忽视了Eskola的高压蓝闪石片岩相的存在,学者们大多将蓝闪石片岩归因于富Na质的原岩或为钠质(含Fe、Mg)流体的交代作用(Suzuki, 1930; Harker, 1932; Turner, 1948; Schürmann, 1951, 1953; Brothers, 1954)。然而,Ernst(1963)发现绝大部分基性蓝片岩的全岩成分与未蚀变玄武岩及其他变质基性岩没有差别,推翻了交代成因理论。研究过程中也曾出现过如蓝闪石硬柱石相(Winkler, 1965)、蓝闪石硬柱石片岩相(Fyfe和Turner, 1966)或硬柱石蓝闪石硬玉相(Winkler, 1967)等替代变质相名称,但后续研究逐渐确认了“蓝闪石片岩相”划分的合理性,并证实其岩石矿物组合稳定于高压、低温条件下(de Rover, 1955; de Rover和Brothers, 1955; Miyashiro和Banno, 1958)。实验岩石学工作也逐步论证了典型蓝片岩矿物的高压稳定范围(Holloway和Wood, 1988; van der Laan和Koster van Groos, 1991; Poli和Fumagalli, 2003)。Eskola的“蓝闪石片岩”逐渐恢复了它最初的含义,即主要由以蓝闪石为代表的钠质闪石($\text{Na}_\text{B}>1.5$, Leake等, 1997)组成的蓝色片岩。

1962年,“蓝片岩(blueschist)”及“蓝片岩相(blue-

schist facies)”的概念被引入变质地质学领域(Bailey, 1962). 按照最初定义, 蓝片岩相的 P - T 条件位于硬柱石稳定范围内(Bailey, 1962). 特征矿物为硬柱石, 可含硬玉; 而蓝闪石却不一定出现在蓝片岩相中, 不作为该相的标志性矿物(Bailey等, 1964). 但随着研究程度的深入, 蓝片岩及蓝片岩相的概念被不断扩大(Brothers和Blake, 1987; Evans和Brown, 1987). 例如, 受岩石成分及含水量的影响, 在许多变质岩中硬柱石稳定范围非常有限或者根本就不出现, 而更常见的矿物组合为蓝闪石+绿帘石组合, 含有硬玉、文石等其他高压矿物(Evans和Brown, 1987; 魏春景, 1994). 蓝闪石+绿帘石矿物组合的压力条件与硬柱石蓝片岩相当, 因为绿帘石蓝闪石片岩的构造指示意义非常明确, 所以将含蓝闪石+绿帘石组合的岩石划分为绿片岩相无疑会掩盖特定构造意义(Evans和Brown, 1987). 目前, 根据SCMR(变质岩系统分类委员会)推荐的定义, 蓝片岩指因含钠质闪石而发蓝色的一种片岩(如Desmons等, 2001; Desmons和Smulikowski, 2007). “蓝片岩相(blueschist facies)”和“蓝闪石片岩相(glaucophane schist facies)”基本被SCMR推荐为同义词使用(如Desmons和Smulikowski, 2007; Smulikowski等, 2007). 然而在实际使用中, 广义上的蓝片岩也包含那些由钠钙质闪石($1.5 > Na_B > 0.5$, Leake等, 1997), 如镁钠闪石、冻蓝闪石等组成的蓝色片岩. 另外, 基性岩在高压-低温环境下会出现大量蓝闪石等矿物, 特征矿物组合有蓝闪石、硬柱石、硬玉质辉石, 以及少量的绿帘石、石榴子石、白云母(多为多硅白云母和钠云母)、绿泥石、钠质长石、榍石及文石/方解石等(图2a), 但它常具中

细粒粒柱状变晶结构和块状构造, 片理并不明显, 但也被称之为蓝片岩(如基性石榴蓝闪石岩). 有时, 由于岩石的蓝闪石含量较低, 也不总是发蓝色, 如灰白色的含蓝闪石石榴白云母石英片岩(变质硬砂岩)和石榴蓝闪白云母片岩(变火山碎屑岩), 但都发育较好的片理构造.

2.2 蓝片岩相矿物组合稳定的温压范围

在基性岩变质相系中(图3), 蓝片岩相位于高压($P > 0.6$ GPa)、低温($< 550^\circ\text{C}$)条件下, 在低压端与沸石相、亚绿片岩相(葡萄石-绿纤石相)和绿片岩相为界, 在高温端过渡至绿帘角闪岩相和绿帘榴辉岩相、而在高压端与榴辉岩相为邻(图3). 随着温度升高, 蓝片岩相被绿片岩相所叠加(图3), 岩石中的蓝闪石分解成钠长石和绿泥石, 硬柱石分解形成绿帘石, 蓝闪石和硬柱石反应还可以产生阳起石. 当压力升高时, 含Na矿物蓝闪石和钠长石可分解形成绿辉石, 绿泥石分解形成石榴子石, 蓝片岩相就进入榴辉岩相(图3). 当地温梯度较低($4 \sim 14^\circ\text{C km}^{-1}$)时, 硬柱石可以在高压下继续稳定, 硬柱石蓝片岩跨过蓝片岩相边界就转变成硬柱石榴辉岩(Tsujimori和Ernst, 2014). 变质相系之间的界线多由一个变质反应所限定, 而这些变质反应往往是连续反应, 即在一个过渡的 P - T 范围内, 含有过渡的特征矿物组合. 因此, 变质相系的界线往往是一个狭窄的 P - T 范围, 而非一个单变线(图3). 当初在提出变质相的概念时, 并没有充分考虑流体及全岩成分的影响(Vernon和Clarke, 2008). 而进变质作用往往涉及脱水反应, 岩石体积相应发生改变, 这会对相边界产生影响; 同时

图2 (网络版彩图)代表性蓝片岩样品示例

(a) 中国西南天山高压变质带含石榴子石绿辉石蓝片岩(高变质级别蓝片岩, 接近榴辉岩相); (b) 土耳其Sivrihisar硬柱石蓝片岩(浅色箱状矿物为硬柱石); (c) 西南天山高压变质带基性绿帘石蓝片岩. Gln, 蓝闪石; Grt, 石榴子石; Omp, 绿辉石; Lws, 硬柱石; Ep, 绿帘石; Ph, 多硅白云母; Chl, 绿泥石; Qtz, 石英

图 3 (网络版彩图)地温梯度与变质相系图
修改自 Yardley(1989)

流体的存在与否及其成分对变质反应也有至关重要的影响。因此, 绿片岩-蓝片岩-榴辉岩-角闪岩相的转变受控于一系列热力学变量, 决定了其复杂的相关系和特定 P - T 条件(Koons和Thompson, 1985; Guiraud等, 1990; Will等, 1998)。在实际研究中, 往往无法根据 P - T 条件判定是否进入蓝片岩相(尤其接近相边界时), 而多根据具有指示意义的矿物或矿物组合来综合推断。

因原岩岩石类型和全岩成分不同, 不同类型的岩石在蓝片岩相下可能出现截然不同的变质矿物组合(Turner, 1981; Evans, 1990; Guiraud等, 1990; Frey等, 1991; Winter, 2010)。特征矿物或矿物组合强烈依赖于岩石的全岩成分。因此, 常见的蓝片岩相矿物不仅限于基性和长英质成分的矿物, 如蓝闪石、硬玉和硬柱石, 其他典型矿物还包括纤锰柱石、滑石和硬绿泥石等。不同全岩成分的岩石在蓝片岩相下的特征矿物见表1。

2.3 蓝片岩的指示性矿物或特征矿物组合

2.3.1 蓝闪石

蓝闪石是一种蓝色钠质角闪石(图2)。角闪石的通用分子式可以表示为 $AB_2C^{VI}_5T^{IV}_8O_{22}(OH)_2$, 其中A位由Na或K占据, 或为空位□; B位多为Na或Ca, 其中Mg、 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 和Li可对其进行替代; C位含Mg、 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 、Li、Al、 Fe^{3+} 、 Mn^{3+} 、 Cr^{3+} 或 Ti^{4+} ; T位为Si、Al或 Ti^{4+} (Leake等, 1997)。蓝闪石富Na贫Ca, 端元成分为 $\square Na_2(Mg_3Al_2)Si_8O_{22}(OH)_2$ 。自然界产出的蓝闪石有相当量的 Fe^{2+} 对Mg以及 Fe^{3+} 对Al在C位进行类质同像替代, 需注意与其他蓝色钠质闪石如钠闪石(Riebeckite, $\square Na_2(Fe_3^{2+}Fe_2^{3+})Si_8O_{22}(OH)_2$)、镁钠闪石(Magnesioriebeckite, $\square Na_2(Mg_3Fe_2^{3+})Si_8O_{22}(OH)_2$)、铁蓝闪石(Ferroglaucoaphane, $\square Na_2(Fe_3^{2+}Al_2)Si_8O_{22}(OH)_2$)的区分, 一般认为只有蓝闪石和铁蓝闪石才是高压矿物。因实验岩石学合成端元成分的难度较大, 蓝闪石稳定温压范围的限定一直未获理想结果。Ernst(1961)首次实验合成蓝闪石就获得意外结果, 蓝闪石竟然能稳定存在于高温低压(0.2GPa, 867℃)条件下。Ernst(1963)进一步将蓝闪石分成“Gln_1”(低压高温)和“Gln_2”(高压低温)两个多相, 其中高压相Gln_2的晶胞体积与自然界蓝闪石更为接近。这掀起了蓝闪石是否是可靠的高压指示矿物的争论(Winkler, 1965; Turner, 1968; de Roever, 1972; de Roever和Beunk, 1976)。尽管还有少数人坚持(Miyashiro, 1973), 大多数学者都认为蓝闪石不能单独作为蓝闪石片岩相的指示矿物。硬玉(Bloxam, 1956; Essene和Fyfe, 1967)、硬柱石(Crawford和Fyfe,

表 1 不同岩性在蓝片岩相下的特征矿物^{a)}

原岩类型		成分特征	特征矿物
中基性岩类	玄武岩、安山岩、辉长岩、闪长岩	低Si, 中Fe、Mg	钠质闪石(多为蓝闪石)、硬柱石、绿帘石、硬玉、多硅白云母、绿泥石、石榴子石、石英
超基性岩类	橄榄岩、蛇纹岩	贫Si, 富Mg	蛇纹石族矿物、云母族矿物、滑石、帘石、铁氧化物
泥质岩类	页岩、泥岩	富黏土矿物, 富Al、K, 中等Ca	钠质闪石、硬柱石、绿帘石、硬玉、纤锰柱石、硬绿泥石、滑石、白云母、绿泥石、石榴子石、钠长石、文石、石英
钙质岩类	灰岩、白云岩、泥灰岩	富Ca和CO ₂	文石/方解石、白云石、白云母
长英质岩类	砂岩、流纹岩、花岗岩、燧石岩	高Si, 低Fe、Mg	硬玉、硬柱石、白云母、绿泥石、蓝闪石、石榴子石、文石、长石、石英

a) 修改自Philpotts和Ague(2009)

1965)则被认为是更可靠的压力指示剂. 但Ernst的工作受到随后一系列研究的质疑和批评(评述见Maresch, 1977), 研究发现并不存在蓝闪石多相, Gln_1其实是成分并不相同的其他角闪石矿物; Gln_2虽然与蓝闪石成分相近, 但依然含有其他的不明成分. 之后一系列新的实验岩石学结果证实合成端元蓝闪石必须在水不饱和的环境下进行, 也证实了蓝闪石确实稳定于高压低温环境下(Maresch, 1977; Koons, 1982; Carman和Gilbert, 1983; Jenkins和Corona, 2006; Corona和Jenkins, 2007; Corona等, 2013), 是蓝片岩相变质的可靠特征指示矿物. 蓝闪石的压力下限多由变质反应 $\text{Gln}+2\text{Qz}=2\text{Ab}+\text{Tlc}$ (Koons, 1982; Carman和Gilbert, 1983; Corona和Jenkins, 2007)、压力上限由变质反应 $\text{Gln}=2\text{Jd}+\text{Tlc}$ 等(Carman和Gilbert, 1983; Corona等, 2013)来限定. 蓝闪石的低压稳定范围在0.4GPa(200~400℃)到1.0GPa(600℃), 高压分解在2.4GPa(400℃)到3.0GPa(600℃)(图4). 需要指出的是, 绝大多数的实验岩石学研究都是针对端元蓝闪石在NMASH体系下合成的, 但在自然界中蓝闪石矿物多含Fe、Ca等杂质, 少见端元蓝闪石, 所以需要谨慎对待实验岩石学数据对自然界样品的适用范围.

2.3.2 硬柱石+石英

硬柱石(图2b)是一种Ca-Al硅酸盐矿物($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$), 含水量可达11.5wt.%. 硬柱石的P-T稳定域已由诸多的实验岩石学数据限定(见综述Martin等, 2014). 硬柱石的低压端由浊沸石→硬柱石+石英+水的反应线来限定(如在200℃压力高于0.3GPa, 在400℃压力高于0.5GPa, 在600℃压力高于2.0GPa)(Nitsch, 1968; Liou, 1971). 硬柱石的高压稳定域在750~900℃可达8~10GPa(Pawley, 1994; Schmidt和Poli, 1994; Poli和Schmidt, 1995; Schmidt, 1995; Okamoto和Maruyama, 1999). 尽管全岩成分(如Si饱和度、 CO_2 含量)对硬柱石稳定域有微弱影响(见综述Martin等, 2014), 但其始终处于HP-LT环境下, 与蓝闪石稳定域高度重叠, 且在高压端更宽泛(图4). 硬柱石可稳定存在于低温榴辉岩中组成硬柱石榴辉岩相(Tsujimori等, 2006), 也可在蓝片岩相与绿帘石-阳起石相的过渡带产出(Banno, 1998). 因此硬柱石+石英组合是蓝片岩相尤其是低温蓝片岩相的典型指示矿物. 但自然界中含硬柱石的矿物组合非常稀少, 这一方面是因为硬柱石

图4 (网络版彩图)实验标定的典型高压低温指示矿物的温压稳定域

参考文献: M77, Maresch(1977); CG83, Carman和Gilbert(1983); K82, Koons(1982); M86, Maruyama等(1996); CJ07, Corona和Jenkins(2007); J11, Jenkins(2011); B12, Basora等(2012); CJH13, Corona等(2013); NK63, Newton和Kennedy(1963); N68, Nitsch(1968); L71, Liou(1971); S95, Schmidt(1995); SP98, Schmidt和Poli(1998); H80, Holland(1980); JP71, Johannes和Puhan(1971); H05, Hacker等(2005); L77, Langer等(1977); LL94, Lattard和Le Breton(1994)

极富水, 要求在变质过程中有大量的水加入; 另一方面是因为硬柱石对高温敏感, 其保存需要一个相对冷的快速折返环境(Clarke等, 2006; Tsujimori等, 2006).

2.3.3 文石

文石具有和方解石相同的化学组分 CaCO_3 , 但它们的原子堆积方式不同, 构成同质多像. 文石属于斜方晶系而方解石属于三斜晶系. 方解石-文石的转变线由一系列的实验岩石学工作所标定(Jamieson, 1953; Clark, 1957; Crawford和Fyfe, 1964; Boettcher和Wyllie, 1967, 1968a; Johannes和Puhan, 1971; Hacker等, 2005). 实验结果证实方解石广泛存在于低压、高温的环境, 而变质的文石只稳定存在于高压区域(图4, 如在200℃压力高于0.5GPa, 在500℃压力高于1.0GPa), 即文石是方解石的高压相. 方解石向文石的转变受一系列因素的影响, 如颗粒大小、颗粒边界物理属性、矿物成分(杂质类别)、流体相、构造压力和温度压力等(Lin和

Huang, 2004). 但在自然界绝大多数的高压、低温变质带中, 文石难以保存, 大多都已转变成了方解石. 在一些蓝闪石片岩中, 那些纯的 CaCO_3 碳酸盐被证实具有斜方晶系结构(Coleman和Lee, 1962; Ernst, 1970). 尤其在土耳其Tavşanlı硬柱石蓝片岩带中发现原生的沉积方解石在高压进变质过程中转变为文石的结构(Topuz等, 2006), 通过地质实例证实文石可以作为鉴别高压、低温变质环境的指示矿物.

2.3.4 硬玉+石英

硬玉是一种致密的富Na单斜辉石矿物($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$). 硬玉+石英组合的温压限定来自于变质反应:

钠长石=硬玉+石英

对这一反应关系, 实验岩石学(Birch和Lecomte, 1960; Boettcher和Wyllie, 1968b; Newton和Kennedy, 1968; Holland, 1980)和自然样品研究(Newton和Smith, 1967)得到的结果非常一致, 在压力超过0.7 GPa(200℃)到1.3 GPa(500℃)时, 钠长石转变为硬玉+石英(图4). 硬玉质辉石(绿辉石和霓辉石)也是指示蓝片岩相矿物组合的压力指示矿物(Ernst, 1973). 同时, 在HP-LT环境下, 富Na、Al、Si的俯冲带流体还可以形成硬玉岩, 往往和蓝片岩相岩石伴生(Tsujimori和Harlow, 2012). 因此硬玉+石英组合以及硬玉岩都可以成为指示高压低温环境, 进而指示俯冲带的标志性矿物和岩石(Stern等, 2013).

2.3.5 迪尔闪石

迪尔闪石是一种富Fe硅酸盐矿物($\text{Fe}_{12}^{2+}\text{Fe}_6^{3+}(\text{Si}_{12}\text{O}_{40})(\text{OH})_{10}$), 含水量约4.25wt.%, 最早报道于Franciscan杂岩中(Agrell等, 1965). 后来陆续在全球西Alps、希腊、土耳其、新喀里多尼亚、古巴、中国天山等20余处富Fe变质石英岩或蓝片岩中发现, 迪尔闪石在中国的最早报道是在阿克苏的前寒武纪蓝片岩中(张立飞等, 1998). 对于全岩富Fe或受到Fe质交代的岩石, 迪尔闪石可以作为一种典型的蓝片岩相特征矿物, 它多呈不透明针状、棒状产出于石英中. 相应的钠质闪石为富Fe的钠闪石或镁钠闪石. 因迪尔闪石含一定量的 Fe^{3+} , 所以其形成受氧逸度的影响比较明显, 往往与磁铁矿和石英共生, 但不与赤铁矿平衡, 估计其形成

氧逸度在FMQ缓冲线左右(Okay, 1987; Lattard和Le Breton, 1994). 实验岩石学表明迪尔闪石在NNO条件下只稳定于高压、低温环境下(如在490℃压力高于1.5 GPa, 在610℃压力高于2.5 GPa, 图4)(Langer等, 1977), 最低压力不低于1.0 GPa(Lattard和Le Breton, 1994). 迪尔闪石的稳定地温梯度一般低于 10°C km^{-1} (Lattard和Le Breton, 1994), 是高压、低温蓝片岩相的代表性指示矿物(但只出现于富Fe的体系中).

2.4 蓝片岩的成因类型

2.4.1 A型和B型蓝片岩

Maruyama等(1996)综述了全球已发现的250多处蓝片岩, 根据原岩类型和大地构造环境, 将蓝片岩划分为A型和B型两类(表2). A型蓝片岩(碰撞型)的原岩为被动陆缘岩石, 以台地型碳酸盐岩、双峰式火山岩和过铝质沉积岩为代表. B型蓝片岩(科迪勒拉型或俯冲型)的原岩主要为俯冲增生杂岩中的活动大陆边缘岩石, 包含层状燧石、洋中脊玄武岩、洋岛玄武岩、礁灰岩和杂砂岩等. 因此, A型和B型蓝片岩带分别由各自不同的原岩在不同机制下俯冲形成. 根据Maruyama等(1996)对全球HP-LT带的划分, 大约20%属于A型, 其余为B型蓝片岩带. 大多数A型蓝片岩带位于特提斯构造域, 包括Alps、希腊、喜马拉雅、皖南-苏北等, 蓝片岩形成压力可达2.5 GPa, 其中可包含一些超高压变质地体, 峰期压力高达4.5 GPa; B型蓝片岩带多位于环太平洋造山带以及欧亚大陆内部的板内造山带, 压力一般小于2.3 GPa. 与A型蓝片岩相伴生的橄榄岩为石榴子石橄榄岩, 与B型蓝片岩伴生的为强烈蛇纹石化的长石或尖晶石橄榄岩. A型蓝片岩带一般不伴生钙碱性岛弧岩浆作用, 而B型蓝片岩带伴生有发育良好的岛弧和对应的低压高温变质带(组成双变质带). 现代A型蓝片岩带的实例产出于澳大利亚北部Timor-Tanimbar-Seram弧前, B型蓝片岩带的实例为华盛顿的Olympic Peninsula. 洋壳俯冲带中的B型基性蓝片岩, 其原岩火山岩多起源于OIB、N-MORB或E-MORB等多种构造背景, 对原岩属性的恢复可为进一步识别增生杂岩序列和洋板地层层序(OPS, ocean plate stratigraphy)提供关键证据.

2.4.2 进变质和退变质蓝片岩

根据蓝片岩的平衡矿物组合在变质岩石 P - T 轨迹

表 2 两类蓝片岩带的原岩和特征对比^{a)}

		A型蓝片岩	B型蓝片岩
原岩	浅海沉积物	碳酸盐岩台地	有机质礁灰岩
	深海沉积物	缺失	层状燧石岩、锰结核
	火山岩	双峰式(玄武岩和英安岩)	洋中脊玄武岩、洋岛玄武岩
	大陆基底	存在(花岗片麻杂岩体)	缺失
	浊积岩	台地沉积(过铝质)	海沟沉积(杂砂岩型)
特征	最高压力	2.5GPa	2.3GPa
	伴生的花岗岩带	稀少或缺失	大量发育
	退变程度	高	低
	区域变质橄榄岩	石榴子石或尖晶石橄榄岩	强蛇纹石化的长石或尖晶石橄榄岩
	双变质带	缺失	存在
	构造环境	陆陆碰撞造山带	大洋俯冲带

a) 修改自Maruyama等(1996)

中所处的位置, 可以将岩石分为进变质和退变质蓝片岩两类. 进变质蓝片岩是相对退变质蓝片岩来命名的, 也是本文泛指、尚未达到榴辉岩相变质阶段的蓝片岩. 对变质基性岩来说, 这类蓝片岩一般经历的峰期温度、压力都相对较低, 不会出现或仅少量出现榴辉岩相矿物(如绿辉石等), 在温度压力稍低时主要为硬柱石蓝片岩(图2b); 但在温度压力稍高时(如大于2.0GPa, 400℃)可以大量出现石榴子石, 形成石榴子石蓝片岩(图2a)(John等, 2008).

退变质蓝片岩指岩石曾经历过更高的温压条件, 如榴辉岩相变质, 在岩石折返过程中经过蓝片岩温压条件时发生大规模水化退变质作用形成的一类蓝片岩. 这类蓝片岩有以下识别特征: (1) 在基性变质块体的边部被水化成蓝片岩, 而核部依然残留榴辉岩团块或矿物组合(van der Straaten等, 2008). (2) 在石榴子石蓝片岩中, 石榴子石中包含大量的绿辉石包裹体, 而基质中都已变成蓝闪石, 蓝闪石核部可见少量绿辉石残留, 如中国西南天山石榴子石蓝片岩(图2c, Gao和Klemd, 2003). 这类基性蓝片岩中往往含量有大量的绿帘石(由峰期硬柱石退变而成)和榍石(由峰期金红石退变而成), 经历了顺时针 P - T 轨迹. (3) 硬柱石蓝片岩的石榴子石斑晶中含绿帘石包体, 而基质中绿帘石仅见于硬柱石核部, 蓝闪石、硬柱石中可见绿辉石残留. 这类蓝片岩往往经历了逆时针 P - T 轨迹, 如土耳其Sivrihisar硬柱石蓝片岩(Davis和Whitney, 2006, 2008).

此外, 还有一类蓝片岩, 它们与榴辉岩呈条带状或

互层状紧密共生, 相平衡模拟显示蓝片岩与榴辉岩具有相同的温压条件. 虽然这类蓝片岩的矿物组合在榴辉岩相下稳定存在(Gao等, 1999; Vitale Brovarone等, 2011; Li等, 2012; Tian和Wei, 2014), 但其实也可划入进变质蓝片岩的范畴. 蓝片岩和榴辉岩的全岩成分不同(即原岩的差异)是造成矿物组合或含量差异的主要原因, 如富Ca的岩石更易形成榴辉岩, 贫Ca岩石易形成蓝片岩(Vitale Brovarone等, 2011; Li等, 2012; Tian和Wei, 2014). 另外, 流体交代造成的全岩成分差异也可以造成蓝片岩与榴辉岩共存(Beinlich等, 2010). 蓝片岩与榴辉岩共存也显示, 在一定的温压范围内, 全岩成分不同对岩石含水量有显著影响(Vitale Brovarone等, 2011).

2.4.3 硬柱石蓝片岩和绿帘石蓝片岩

从变质岩的变质矿物组合来看, 可以将蓝片岩分成由硬柱石+蓝闪石组成的“硬柱石蓝片岩”和由绿帘石+蓝闪石+石英组成的“绿帘石蓝片岩”(董申保, 1986; Evans, 1990), 对应的变质相也可以分为硬柱石蓝片岩相和绿帘石蓝片岩相(也称蓝闪绿片岩相)(董申保, 1986, 1989). 两个变质相的界线由不连续反应

来限定. 该界线在相图中是一个具有正斜率(dP/dT)的反应线(图4), 将蓝片岩相分成低温和高温两个区域. 因此, 硬柱石蓝片岩也被称为低温蓝片岩, 绿帘石蓝片岩指(相对)高温蓝片岩(董申保, 1986). 硬柱石蓝片

岩可以含至少4.5wt.%的水,在同样深度下要比绿帘石蓝片岩含水量要高得多.另外, $X(\text{CO}_2)$ 可以影响硬柱石的稳定区域(Poli等, 2009),而绿帘石则受体系氧逸度($f\text{O}_2$)的影响(Warren和Waters, 2006).因此硬柱石蓝片岩向绿帘石蓝片岩的转变受体系水饱和度和流体成分的影响.

2.4.4 交代型蓝片岩

在绿片岩相的高级阶段,尤其是温压接近蓝片岩相时,流体的交代作用可以促使蓝片岩的形成(Gre-sens, 1969; Okay, 1982).在这个过程中, CO_2 可能扮演了非常重要的角色.在希腊Syros岛,沿着剪切带绿片岩相岩石被交代形成蓝片岩(Kleine等, 2014).靠近剪切带的围岩被蚀变成近纯的蓝闪石片岩,岩石Na、Si含量明显增加;稍远离的围岩被交代成碳酸盐化的蓝片岩矿物组合,只有微弱的K和Li的加入.研究表明含 CO_2 流体对围岩的交代作用是引起蓝片岩化的主要原因(Kleine等, 2014).

在一定程度上讲,上文介绍的部分退变质蓝片岩也属于交代型蓝片岩的范畴,因为榴辉岩在重新水化

过程中也可能伴随着大量元素物质的迁入和迁出(van der Straaten等, 2008),但温压是主要控制因素.

2.5 蓝片岩的时空分布规律

2.5.1 全球蓝片岩的地域分布

将全球已发现的蓝片岩(-榴辉岩)带(Maruyama等, 1996)投在地质图上,这些蓝片岩带的分布具有以下几个特点(图5):

(1) 绝大多数蓝片岩带都分布在显生宙造山带内,仅有少量蓝片岩分布在元古代克拉通内,如非洲、印度和中国塔里木的克拉通;而太古代克拉通内没有蓝片岩产出.

(2) 大体又可将蓝片岩带分布细分成环太平洋蓝片岩带、特提斯蓝片岩带和中亚造山带周缘蓝片岩带三部分.特提斯蓝片岩带多为A型蓝片岩,而环太平洋和中亚造山带周缘蓝片岩多为B型.

(3) 蓝片岩带多沿克拉通的边界呈串珠状或条带状展布,多与缝合带相平行.

中国蓝片岩的形成时代从新元古代、古生代、中生代到新生代均有分布,根据其变质年龄和产出的构

图5 (网络版彩图)全球蓝片岩(-榴辉岩)带的分布图

修改自Ota和Kaneko(2010)

造位置,可划分出20条蓝片岩带.这些蓝片岩带基本勾勒出中国的大地构造格架.它们的空间分布、地质特征、原岩属性和大地构造背景,董申保(1989)、高俊和肖序常(1995)、沈其韩和耿元生(2012)以及代艳娟等(2015)已做了非常系统的综述,在此本文不再赘述.

2.5.2 蓝片岩的时代分布

图6展示了全球190多个蓝片岩带/地体的年龄分布图(Tsujimori和Ernst, 2014).这些蓝片岩数据库包括蓝闪石片岩、蓝闪石变基性岩和一些含蓝闪石榴辉岩(还包含少量不含蓝闪石但含硬柱石的地体).蓝片岩的时代分布具有一定的规律性(Ernst, 1972; Maruyama等, 1996),元古代的蓝片岩非常稀少,蓝片岩多产出于显生宙,且随着时代变新蓝片岩的产出数量增多(图6).显生宙蓝片岩的产出呈现出几个显著的峰期,分别在490~440、390~310、250~200、180~100、80和50~40Ma(图6).最老蓝片岩的可靠年龄记录在750~800Ma,产出于非洲、印度和中国塔里木的元古代克拉通内(Liou等, 1990; Xia等, 2019).中国新疆阿克苏蓝片岩是最老的蓝片岩之一,变质年龄在770~805Ma(Xia等, 2019).中国江南造山带德兴西湾蓝片岩也是最老的蓝片岩之一,虽然Shu和Charvet(1996)曾

报道其年龄为960Ma,但新的成果表明含硬玉的变质斜长花岗岩的原岩年龄为970Ma(Gao等, 2009),变质事件应发生在866~799Ma(胡世玲等, 1993; Shu等, 1994).最老的硬柱石蓝片岩年龄在550~460Ma,产出于英国威尔士西北Anglesey-Lleyn增生造山带,它们形成于新元古代末期沿Avalonia活动陆缘分布的太平洋型俯冲带(Kawai等, 2007).在显生宙,硬柱石蓝片岩的年龄谱图与蓝片岩的整体分布相一致,这说明自新元古代末期以来地球上俯冲带的地温梯度并没有显著变化(Tsujimori和Ernst, 2014).但是,硬柱石蓝片岩的年龄分布在二叠纪前后(250~310Ma)存在一个空白断层,而同期绿帘石蓝片岩有较多的出露(图6),暗示在这一时期内全球俯冲带存在相对温暖的地温梯度,可能与二叠纪导致Pangea大陆裂解的超级地幔柱有关(Tsujimori和Ernst, 2014),同期产生了分布于西伯利亚、塔里木、峨眉山和中欧的大火山岩省(Sobolev等, 2011).三叠纪是蓝片岩分布的一个小高峰期(图6),主要来源于环太平洋造山带(北美科迪勒拉、日本)大量硬柱石蓝片岩的出露(图5);更多的三叠纪-白垩纪硬柱石蓝片岩广泛分布于环太平洋造山带(北美科迪勒拉、安第斯、俄罗斯远东、日本)、加勒比海周缘、特提斯造山带以及南Shetland群岛等地(图5).新生代以来的蓝

图6 (网络版彩图)蓝片岩及相关岩石的年龄分布柱状图

修改自Tsujimori和Ernst(2014)

片岩断续分布在阿尔卑斯-喜马拉雅-印度尼西亚-新喀里多尼亚-新西兰一线(图5). 从现在正在活动的俯冲带中折返的蓝片岩并非最年轻的蓝片岩, 在马里亚纳海沟附近的蛇纹岩泥底辟体中发现的蓝片岩的变质年龄在48Ma左右, 对应的是俯冲起始的年龄(Mackawa等, 1993), 暗示蓝片岩可以在俯冲隧道浅部滞留非常长的时间(Tamblyn等, 2019). 最年轻的蓝片岩年龄约5Ma, 为A型蓝片岩, 产出于印度尼西亚东部的Timor-Tanimbar变质带(Ota和Kaneko, 2010). 最年轻的B型蓝片岩为北美Cascadia边缘的Olympic俯冲杂岩体, 磷灰石裂变径迹年龄在7~12Ma(Brandon和Calderwood, 1990; Ota和Kaneko, 2010).

3 蓝片岩的地球动力学意义

3.1 蓝片岩带变质 P - T 轨迹对俯冲带构造动力学过程的约束

在俯冲带内经受高压变质作用的岩石 P - T 轨迹可为俯冲板片的岩石学、热结构及其构造动力学过程提供非常重要的信息. Ernst(1988)最早总结了蓝片岩的 P - T 轨迹类型及其特定的构造动力学意义. 蓝片岩多具有顺时针的 P - T 轨迹, 根据不同的退变质阶段又可分为两类. 一类为等温降压型, 即蓝片岩折返经历了一个等温减压的阶段, 甚至在折返早期还有显著升温. 这类以西Alps和中国西南天山的蓝片岩为代表(Ernst, 1988; Gao等, 1995), 蓝片岩相的矿物组合多被绿片岩相或者绿帘角闪岩相矿物组合所叠加. 岛弧、洋岛或陆壳进入俯冲带造成俯冲速率骤减或停止所引发的蓝片岩折返, 俯冲杂岩体在浮力作用下绝热快速上升可以造成这类 P - T 轨迹(Ernst, 1988). 另一类为平行回返型或“发卡”型, 退变质与进变质的 P - T 轨迹基本平行. 以加州西部Franciscan蓝片岩为代表, 蓝片岩相矿物组合保留完好(如文石), 缺少低温叠加作用. 部分变质带是在持续板块俯冲和冷却产生的均衡力下沿板块界面缓慢折返. 折返机制包括构造岩片折返叠瓦堆积, 混杂带中的层状回流, 或部分因增生楔底辟产生的横向拉伸等(Ernst, 1988).

在部分蓝片岩带中, 与顺时针 P - T 轨迹蓝片岩共生的岩石却发育逆时针的 P - T 轨迹, 结合同位素年代学研究, 可以对俯冲事件的初始时间作出限定. 静态的地壳热流结构在俯冲初始时被打破, 俯冲板片受到上盘加

热, 因此初始俯冲的岩石记录的是一个中 P / T 比的地温梯度(Ernst, 1988), 特征岩石可能为高温榴辉岩或石榴角闪岩(陈意, 2019). 随着俯冲不断进行, 在一段时间后(20~30Ma)俯冲带热结构会进入一个稳态, 持续不断的冷板片下插在俯冲带形成一个稳定的高 P / T 比的地温梯度, 这时俯冲带进入成熟阶段(Ernst, 1988), 特征岩石转变为蓝片岩和低温榴辉岩. 因而初始俯冲的岩石在俯冲带内可能经历了一个由中 P / T 比的进变质和高 P / T 比的退变质过程, 反映在 P - T - t 图上这类蓝片岩变质地体就囊括了一个俯冲起始期岩石逆时针的 P - T 轨迹以及俯冲成熟期蓝片岩的顺时针的 P - T 轨迹(Peacock, 1987; Ernst, 1988). 这些变质带中具有逆时针 P - T 轨迹岩石的变质年龄即是该俯冲事件起始的时代. 逆时针 P - T 轨迹记录俯冲初始的推断已得到多个高压变质地体的验证. 例如, 在委内瑞拉Villa de Cura蓝片岩带, 北侧三个含蓝闪石的亚带(80Ma)均为顺时针高 P / T 比的 P - T 轨迹, 南侧一个冻蓝闪石亚带(96Ma)具有逆时针的 P - T 轨迹, 结合构造环境推测96Ma可能代表了该俯冲事件的起始时间的下限(Smith等, 1999). 同一条缝合带上多米尼加共和国Rio San Juan杂岩体中高温榴辉岩(104Ma)具有逆时针的 P - T 轨迹, 蓝片岩(80Ma)均为顺时针的 P - T 轨迹(图7), 结合动力学数值模拟的俯冲带热结构演变, 推断该俯冲带初始俯冲时间在120Ma左右(Krebs等, 2008). 在极特殊情况下, 蓝片岩本身也具有逆时针的 P - T 轨迹, 如土耳其Sivrihisar

图7 多米尼加共和国Rio San Juan杂岩体的 P - T 轨迹
高温榴辉岩的逆时针 P - T 轨迹与蓝片岩的顺时针 P - T 轨迹共同记录了俯冲事件的初始时间, 由高温榴辉岩到低温蓝片岩的转变记录了板片由初始俯冲到俯冲成熟期的地温梯度演化. 引自Krebs等(2008)

Massif硬柱石蓝片岩(Davis和Whitney, 2006; Plunder等, 2016). 早期的角闪岩受到晚期蓝片岩相的叠加, 记录了一个逆时针的 P - T 轨迹. 该蓝片岩与区域上变质底板、蛇绿岩的年龄一致, 同样记录了俯冲起始的时间(Davis和Whitney, 2006; Plunder等, 2016).

3.2 蓝片岩-榴辉岩的脱水作用对岛弧岩浆、俯冲带地震的意义

蓝片岩含有大量的含水矿物如蓝闪石(含约2.5wt.% H_2O)和硬柱石(含约11.5wt.% H_2O)等, 因此俯冲带蓝片岩可以携带大量的水(5~6wt.% H_2O)到地幔深度(Schmidt和Poli, 1998). 含水矿物蓝闪石和硬柱石大多在榴辉岩化过程中发生分解. 因此随着俯冲深度的增加, 温度压力随之升高, 蓝片岩向榴辉岩转变过程会伴随大量的脱水反应(Gao和Klemd, 2001; Hacker等, 2003).

之前的观点认为, 蓝片岩-榴辉岩转变过程中发生大量脱水, 形成的流体上升交代上覆地幔楔引发部分熔融, 进而产生弧岩浆作用(Peacock, 1993). 然而, 越来越多的研究发现弧岩浆作用与俯冲带的热结构密切相关. 热俯冲带的地温梯度很高, 蓝片岩-榴辉岩转变发生在50~60km, 俯冲洋壳在浅部位置就大量脱水, 在弧下位置可能发生板片熔融(Hernández-Urbe等, 2019); 暖俯冲带的蓝片岩-榴辉岩转变的深度在弧前的60~80km, 冷俯冲带的转变深度发生在弧下的80~100km(Peacock和Wang, 1999; van Keken等, 2011). 但即使在冷俯冲带, 蓝片岩-榴辉岩转变释放的水可能只能起到水化上覆地幔楔的作用, 而不能立即引发地幔楔部分熔融产生弧岩浆作用(郑永飞等, 2016; Zheng, 2019), 因为上覆地幔楔被板片明显冷却无法达到熔融的温度. 水化的地幔楔只有在受到软流圈地幔的侧向加热后才能诱发部分熔融, 加热机制包含地幔软流圈对流、板片回卷软流圈地幔侧向流入等(郑永飞等, 2016; Zheng, 2019). 因此, 在冷俯冲带蓝片岩-榴辉岩相变产生的富水流体(Gao和Klemd, 2001), 以及更深位置板片释放的超高压流体或超临界流体(Ni等, 2017)实现了水和微量元素在水化地幔楔的预富集, 进而对随后发生的弧岩浆作用及其地球化学性质产生影响(Gill, 1981; Tatsumi, 1986, 1989; McCulloch等, 1991; Zheng, 2019).

蓝片岩的脱水相变对引发俯冲带中源地震也有重

要意义. 俯冲带含有上下两条平行的地震带(Hasegawa等, 1978), 上部对应的是蚀变洋壳, 下部对应的是水化岩石圈地幔(Hacker等, 2003). 引发中源地震有三种机制: (1) 脱水脆变; (2) 剪切热失稳; (3) 相变破裂. 俯冲带脱水引发的局部流体超压可以诱发岩石发生破裂. 通过对MORB+ H_2O 体系的相平衡计算得出脱水反应在俯冲带中的位置, 与实际观察到的俯冲带震源位置在空间上具有很好的耦合关系, 说明从“湿”的蓝片岩向“干”的榴辉岩的脱水反应是引发俯冲带地震的重要原因(Hacker等, 2003). 冷俯冲洋壳的震中位置与计算的硬柱石蓝片岩向硬柱石榴辉岩相变边界具有很好的对应关系, 在榴辉岩相深度很少有地震发生, 说明在蓝片岩消失的相变界线是俯冲带地震的重要边界(Kita等, 2006). 实验岩石学表明硬柱石的脱水可以诱发俯冲洋壳的地震, 至少可以在硬柱石富集的层面发生地震(Okazaki和Hirth, 2016). 但其他实验显示相变失稳诱发的岩石破裂发生在硬柱石蓝片岩向硬柱石榴辉岩转变、而非硬柱石蓝片岩向绿帘石蓝片岩/角闪石榴辉岩转变过程中, 说明硬柱石分解不能引发俯冲带地震, 而蓝闪石-绿辉石转变引起的颗粒收缩可能是诱发岩石破裂的原因(Incel等, 2017).

3.3 蓝片岩对地球演化及地质重大事件的制约

蓝片岩随着年龄变新其数量变多, 且硬柱石只产出在非常年轻的蓝片岩中(图6), 表明地球随其年龄增长在逐渐变冷(Ernst, 1972; Maruyama等, 1996). 在老的地体中(如>1000Ma)缺乏蓝片岩(Ernst, 1972). 高 P/T 和低 P/T 的“双峰式”变质作用自新太古代初现端倪, 自新元古代出现的蓝片岩和超高压变质作用都是地幔长期冷却的结果(Holder等, 2019). 或者, 在800~700Ma时地球的 P - T 条件发生了重大变化, 开始产生异常高的 P/T 变质作用(Maruyama等, 1996).

蓝片岩需要非常低的地温梯度, 这在现代地球上只出现在俯冲带位置(van Keken等, 2002), 因此“冷俯冲”是现代板块构造体制的典型特征, 蓝片岩的时代分布可用来探究板块构造起始的时间. 古老蓝片岩的缺失可能归因于以下几个原因: (1) 在新元古代之前没有板块构造, 缺失形成蓝片岩所需要的低地温梯度环境(Stern, 2005, 2008); (2) 在新元古代之前存在板块构造, 但当时地球很热, 俯冲带也比现代的地温梯度要高, 因此不产生蓝片岩(Condie和Kroener, 2008; Foley,

2008); (3) 古老的地球岩石更富Mg, 而富Mg成分体系即使在低地温梯度下也难以产生蓝片岩(Palin和White, 2016); (4) 古老的蓝片岩在漫长的地质历史中都被剥蚀掉了. 地质记录的保存问题(原因4)现在已经基本被排除, 因为古老地体中保存大量的角闪岩和绿岩带等, 基性蓝片岩的密度、硬度比这些岩石更大, 理论上被保存的概率更大. 目前争论的焦点主要集中在新元古代之前是否存在现代板块构造, 需要结合蓝片岩、榴辉岩、蛇绿岩、超高压地体等一系列证据(图6, Condie和Kroener, 2008; Stern, 2008). 相图模拟显示富Mg成分体系在低地温梯度下形成的是含有硬柱石的绿片岩矿物组合(Palin和White, 2016), 因此在古老的绿片岩中寻找硬柱石可能是限定地球早期是否存在现代板块构造的另一个方向. 但无论如何, 针对蓝片岩的深入研究对制约板块构造的起始时间都具有非常重要的意义.

蓝片岩带的空间展布长度和时代分布与当时海平面的变化可能有一定关联性, 至少在显生宙这一相关性非常明显(Maruyama等, 1996). 在世界范围内, 海进期会发生广泛的蓝片岩相/低温榴辉岩相变质事件, 但在海退期蓝片岩/低温榴辉岩的形成就不太活跃. 这一关系显示洋底扩张加速, 使俯冲速率加快, 更有利于蓝片岩/低温榴辉岩带的形成和折返.

此外, 蓝片岩的出现与缺失和其他重大地质事件也有一定的协变性(Maruyama等, 1996). 例如, 在300~200Ma间蓝片岩的产生较少, 这一时间正好对应着Pangea古陆的聚合; 另一个蓝片岩较稀少的时代在600Ma左右, 而这正好与Gondwana超大陆的聚合时间相吻合; 蓝片岩的时代分布和蛇绿岩形成年龄也具有一定的耦合关系(图6), 上述这些特点支持蓝片岩的形成具有周期性的假说, 可能受威尔逊旋回控制(Maruyama等, 1996).

4 蓝片岩的未来研究展望

(1) 蓝片岩对板块构造起始时间的限定. 蓝片岩的出现可以作为板块构造发生和开启的标志. 但是, 目前对板块构造在地球上的起始时间尚不清楚. 全球范围内缺乏古老的蓝片岩, 最老蓝片岩年龄仅为800~700Ma. 能否找到更古老的蓝片岩? 是否在新元古代之前存在现代板块构造? 或是存在板块构造, 但因高

地温梯度、富Mg成分不能形成蓝片岩? 如果不能形成蓝片岩, 那么新元古代之前俯冲变质的对应产物是什么(绿片岩还是角闪岩)? 与蓝片岩有何区别和联系? 蓝片岩的产生是构造体制转变还是地温梯度降低的产物, 是决定地球上板块构造起始的关键过程之一.

(2) 蓝片岩变质作用过程的准确解析. 蓝片岩变质作用研究本身尚存在一些难解的问题. 例如, 蓝片岩相矿物的稳定温压范围较宽泛, 如果缺乏关键矿物如石榴子石等, 难以对蓝片岩进行准确的温压限定; 蓝闪石矿物本身具有复杂的固溶体模型, 高温高压实验只能对部分端元组分进行实验限定, 进而影响了对蓝闪石稳定温压范围模拟的准确性; 基性蓝片岩缺少有效的定年矿物(如锆石), 而蓝闪石Sm-Nd体系和白云母Ar-Ar体系又易受体系同位素平衡影响和后期热事件的干扰. 因此, 蓝片岩准确定年问题也影响了对区域构造事件的解析; 此外, 蓝片岩精确P-T轨迹与变质阶段年龄的难以获取也影响了对蓝片岩折返机制动力学的研究.

(3) 蓝片岩-榴辉岩相变精细过程的厘定. 蓝片岩-榴辉岩相转变对板片脱水、俯冲带地震和弧岩浆作用具有重要意义. 蓝片岩-榴辉岩转变涉及一系列的变质反应, 但是目前的研究多来自于岩相学观察等定性研究, 尚缺乏变质热力学模拟和高温高压实验对变质反应精细过程的定量厘定. 蓝片岩-榴辉岩相转变涉及哪些具体的变质反应? 这些变质反应的温压范围和全岩控制因素是什么? 相变速率和时间尺度如何? 相变导致的板片岩石密度增加、体积减小、孔隙度和黏滞性的改变如何? 对这些物理化学参数的精确限定是理解俯冲带结构演化、俯冲动力学、俯冲带地震诱因的关键因素.

(4) 全球蓝片岩数据库的建立. 对地球演化的理解离不开对全球尺度的整体把握和考量. 对蓝片岩的系统分类和解析首先需要建立完善的蓝片岩数据库, 包含全球蓝片岩的产出位置、基质成分、原岩属性、年龄、温度、压力、P/T比、板片年龄、俯冲速率、俯冲角度等一系列重要参数的统计. 基于这些统计数据, 可以建立地质时期蓝片岩的成分变化规律、俯冲带的地温梯度变化规律等信息; 可以反映板片地温梯度、俯冲角度和俯冲速率的改变对岩石矿物组合、矿物成分、含水量、岩石密度和黏滞度的影响; 还可以根据对应于俯冲起始期、俯冲成熟期和俯冲衰老期的不同

类型蓝片岩的特征来反演俯冲带的生命历程。

致谢 感谢主编郑永飞院士的邀稿。感谢高俊研究员的指导和建议。感谢吴春明教授及其他两位匿名审稿人的建设性意见和建议。

参考文献

- 陈意. 2019. 板块俯冲起始与成熟阶段的差异变质响应. 矿物岩石地球化学通报, 38: 490–498
- 代艳娟, 曾普胜, 麻菁, 苟瑞涛, 王聚杰. 2015. 中国蓝片岩带的分布及其构造意义. 地质力学学报, 21: 426–437
- 董申保. 1986. 中国变质作用及其与地壳演化的关系. 北京: 地质出版社. 233
- 董申保. 1989. 中国蓝闪石片岩带的一般特征及其分布. 地质学报, 3: 273–284
- 高俊, 肖序常. 1995. 中国蓝片岩研究的回顾. 见: 王鸿祯, 主编. 中国地质学科学发展的回顾——孙云铸教授百年诞辰纪念文集. 武汉: 中国地质大学出版社. 1863–192
- 沈其韩, 耿元生. 2012. 中国蓝片岩带的时空分布、地质特征和成因. 地质学报, 86: 14073–1446
- 胡世玲, 邹海波, 周新民. 1993. 安徽歙县堇青石花岗岩和江西德兴钠长花岗岩中白云母和青铝闪石的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄及地质意义. 见: 李继亮, 主编. 东南大陆岩石圈结构与地质演化. 北京: 冶金工业出版社. 141–144
- 魏春景. 1994. 蓝片岩及其有关高压变质带研究带新进展. 地学前缘, 1: 140–144
- 张立飞, 姜文波, 魏春景, 董申保. 1998. 新疆阿克苏前寒武纪蓝片岩地体中迪尔闪石的发现及其地质意义. 中国科学D辑: 地球科学, 28: 539–545
- 郑永飞, 陈仁旭, 徐峥, 张少兵. 2016. 俯冲带中的水迁移. 中国科学: 地球科学, 46: 253–286
- Agrell S O, Bown M G, McKie D. 1965. Deerite, howieite and zussmanite, three new minerals from the Franciscan of the Laytonville District, Mendocino County, California. Am Mineral, 50: 278
- Bailey E H. 1962. Metamorphic facies of the Franciscan Formation of California and their geologic significance. Geol Soc Am Spec Pap, 68: 4–5
- Bailey E H, Irwin W P, Jones D L. 1964. Franciscan and related rocks, and their significance in the geology of western California. California Division Mines Geol Bull, 183: 177
- Banno S. 1998. Pumpellyite-actinolite facies of the Sanbagawa metamorphism. J Metamorph Geol, 16: 117–128
- Basora A M, Jenkins D M, Bish D L. 2012. The lower-pressure stability of glaucophane in the presence of paragonite and quartz in the

- system $\text{Na}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Am Mineral, 97: 713–726
- Beinlich A, Klemd R, John T, Gao J. 2010. Trace-element mobilization during Ca-metasomatism along a major fluid conduit: Eclogitization of blueschist as a consequence of fluid-rock interaction. Geochim Cosmochim Acta, 74: 1892–1922
- Birch A F, Lecomte P. 1960. Temperature-pressure plane for albite composition. Am J Sci, 258: 209–217
- Bloxam T W. 1956. Jadeite-bearing metagreywackes in California. Am Mineral, 41: 488–496
- Boettcher A L, Wyllie P J. 1967. Revision of the calcite-aragonite transition, with the location of a triple point between calcite I, calcite II and aragonite. Nature, 213: 792–793
- Boettcher A L, Wyllie P J. 1968a. The calcite-aragonite transition measured in the system $\text{CaO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$. J Geol, 76: 314–330
- Boettcher A L, Wyllie P J. 1968b. Jadeite stability measured in the presence of silicate liquids in the system $\text{NaAlSiO}_4-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Geochim Cosmochim Acta, 32: 999–1012
- Brandon M T, Calderwood A R. 1990. High-pressure metamorphism and uplift of the Olympic subduction complex. Geology, 18: 1252–1255
- Brothers R N. 1954. Glaucophane schists from the North Berkeley Hills, California. Am J Sci, 252: 614–626
- Brothers R N, Blake M C Jr. 1987. Comment and reply on blueschists and eclogites: Comment. Geology, 15: 773
- Carman J H, Gilbert M C. 1983. Experimental studies on glaucophane stability. Am J Sci, 283A: 414–437
- Clark S P. 1957. A note on calcite-aragonite equilibrium. Am Mineral, 42: 564–566
- Clarke G L, Powell R, Fitzherbert J A. 2006. The lawsonite paradox: A comparison of field evidence and mineral equilibria modelling. J Metamorph Geol, 24: 715–725
- Coleman R G, Lee D E. 1962. Metamorphic aragonite in the glaucophane schists of Cazadero, California. Am J Sci, 260: 577–595
- Condie K C, Kroener A. 2008. When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record. In: Condie K C, Pease V, eds. When Did Plate Tectonics Begin on Planet Earth? Geol Soc Am Spec Pap, 440: 281–294
- Corona J C, Jenkins D M. 2007. An experimental investigation of the reaction: Glaucophane+2 quartz=2 albite+talc. Eur J Mineral, 19: 147–158
- Corona J C, Jenkins D M, Holland T J B. 2013. Constraints on the upper pressure stability of blueschist facies metamorphism along the reaction: Glaucophane=talc+2 jadeite in the $\text{Na}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ system. Am J Sci, 313: 967–995
- Crawford W A, Fyfe W S. 1964. Calcite-aragonite equilibrium at 100°C. Science, 144: 1569–1570
- Crawford W A, Fyfe W S. 1965. Lawsonite equilibria. Am J Sci, 263:

- 262–270
- Davis P B, Whitney D L. 2006. Petrogenesis of lawsonite and epidote eclogite and blueschist, Sivrihisar Massif, Turkey. *J Metamorph Geol*, 24: 823–849
- Davis P B, Whitney D L. 2008. Petrogenesis and structural petrology of high-pressure metabasalt pods, Sivrihisar, Turkey. *Contrib Mineral Petrol*, 156: 217–241
- de Roever E W F, Beunk F F. 1976. Blue amphibole-albite-chlorite assemblages from Fuscaldo (S Italy) and the role of glaucophane in metamorphism. *Contrib Mineral Petrol*, 58: 221–234
- de Roever W P. 1955. Genesis of jadeite by low-grade metamorphism. *Am J Sci*, 253: 283–298
- de Roever W P, Brothers R N. 1955. Glaucophane schists from the North Berkeley Hills, California; discussion and reply. *Am J Sci*, 253: 240–246
- de Roever W P. 1972. Glaucophane problems. *TMPM Tschermaks Petr Mitt*, 18: 64–75
- Desmons J, Smulikowski W. 2007. High *P/T* metamorphic rocks. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version of 01.02.07, <http://www.bgs.ac.uk/scmr/home.html>. SCMR website (www.bgs.ac.uk/SCMRH)
- Desmons J, Smulikowski W, Schmid R. 2001. High-*P/T* rock terms: Definitions proposed by SCMR. Mineral Soc Poland-Spec Pap, 19: 36–38
- Ernst W G. 1961. Stability relations of glaucophane. *Am J Sci*, 259: 735–765
- Ernst W G. 1963. Petrogenesis of glaucophane schists. *J Petrol*, 4: 1–30
- Ernst W G. 1970. Tectonic contact between the Franciscan Mélange and the great valley sequence-crustal expression of a Late Mesozoic Benioff Zone. *J Geophys Res*, 75: 886–901
- Ernst W G. 1971. Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. *Contrib Mineral Petrol*, 34: 43–59
- Ernst W G. 1972. Occurrence and mineralogic evolution of blueschist belts with time. *Am J Sci*, 272: 657–668
- Ernst W G. 1973. Blueschist metamorphism and *P-T* regimes in active subduction zones. *Tectonophysics*, 17: 255–272
- Ernst W G. 1988. Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist *P-T* paths. *Geology*, 16: 1081–1084
- Eskola P. 1922. On contact phenomena between gneiss and limestone in western Massachusetts. *J Geol*, 30: 265–394
- Eskola P. 1929. Om mineralfacies. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 51: 157–172
- Eskola P. 1939. Die metamorphen Gesteine. Die Entstehung der Gesteine, 263–407
- Eskola P E. 1920. The mineral facies of rocks. Norsk Geologisk Tidsskrift, 143–194
- Essene E J, Fyfe W S. 1967. Omphacite in Californian metamorphic rocks. *Contrib Mineral Petrol*, 15: 1–23
- Evans B W. 1990. Phase relations of epidote-blueschists. *Lithos*, 25: 3–23
- Evans B W, Brown E H. 1987. Comment and reply on blueschists and eclogites: Reply. *Geology*, 15: 773–774
- Foley S. 2008. A trace element perspective on Archean crust formation and on the presence or absence of Archean subduction. In: Condie K C, Pease V, eds. When Did Plate Tectonics Begin on Planet Earth? Geol Soc Am Spec Pap, 440: 31–50
- Frey M, Capitani C D, Liou J G. 1991. A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *J Metamorph Geol*, 9: 497–509
- Fyfe W S, Turner F J. 1966. Reappraisal of the metamorphic facies concept. *Contrib Mineral Petrol*, 12: 354–364
- Gao J, Klemm R. 2001. Primary fluids entrapped at blueschist to eclogite transition: Evidence from the Tianshan meta-subduction complex in northwestern China. *Contrib Mineral Petrol*, 142: 1–14
- Gao J, Klemm R. 2003. Formation of HP-LT rocks and their tectonic implications in the western Tianshan Orogen, NW China: Geochemical and age constraints. *Lithos*, 66: 1–22
- Gao J, He G Q, Li M S, Tang Y Q, Xiao X C, Zhao M, Wang J. 1995. The mineralogy, petrology, metamorphic PTdt trajectory and exhumation mechanism of blueschists, South Tianshan, northwestern China. *Tectonophysics*, 250: 151–168
- Gao J, Klemm R, Zhang L, Wang Z, Xiao X. 1999. *P-T* path of high-pressure/low-temperature rocks and tectonic implications in the western Tianshan Mountains, NW China. *J Metamorph Geol*, 17: 621–636
- Gao J, Klemm R, Long L, Xiong X, Qian Q. 2009. Adakitic signature formed by fractional crystallization: An interpretation for the Neo-Proterozoic meta-plagiogranites of the NE Jiangxi ophiolitic mélange belt, South China. *Lithos*, 110: 277–293
- Gill J B. 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Berlin: Springer Verlag. 392
- Godard G. 2001. Eclogites and their geodynamic interpretation: A history. *J Geodyn*, 32: 165–203
- Gresens R L. 1969. Blueschist alteration during serpentinization. *Contrib Mineral Petrol*, 24: 93–113
- Guiraud M, Holland T, Powell R. 1990. Calculated mineral equilibria in the greenschist-blueschist-eclogite facies in Na₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Contrib Mineral Petrol*, 104: 85–98
- Hacker B R, Peacock S M, Abers G A, Holloway S D. 2003. Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *J Geophys Res*, 108: 2030
- Hacker B R, Abers G A, Peacock S M, Johnston S. 2005. The

- calcite→aragonite transformation in low-Mg marble: Equilibrium relations, transformation mechanisms, and rates. *J Geophys Res*, 110: B03205
- Harker A. 1932. Metamorphism: A Study of the Transformations of Rock-Masses. London: Methuen. 360
- Hasegawa A, Umino N, Takagi A. 1978. Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc. *Tectonophysics*, 47: 43–58
- Hausmann H. 1845. Beiträge zur Oryktographie von Syra. Göttingische gelehrte Anzeigen, 193–200
- Hernández-Urbe D, Hernández-Montenegro J D, Cone K A, Palin R M. 2019. Oceanic slab-top melting during subduction: Implications for trace-element recycling and adakite petrogenesis. *Geology*, 48: 216–220
- Holder R M, Viete D R, Brown M, Johnson T E. 2019. Metamorphism and the evolution of plate tectonics. *Nature*, 572: 378–381
- Holland T J B. 1980. The reaction albite=jadeite+quartz determined experimentally in the range 600–1200°C. *Am Mineral*, 65: 129–134
- Holloway J R, Wood B J. 1988. Simulating the Earth: Experimental Geochemistry. London: Unwin Hyman. 208
- Incel S, Hilairat N, Labrousse L, John T, Deldicque D, Ferrand T, Wang Y, Renner J, Morales L, Schubnel A. 2017. Laboratory earthquakes triggered during eclogitization of lawsonite-bearing blueschist. *Earth Planet Sci Lett*, 459: 320–331
- Jamieson J C. 1953. Phase equilibrium in the system calcite-aragonite. *J Chem Phys*, 21: 1385–1390
- Jenkins D M. 2011. The transition from blueschist to greenschist facies modeled by the reaction glaucophane+2 diopside+2 quartz=tremolite+2 albite. *Contrib Mineral Petrol*, 162: 725–738
- Jenkins D M, Corona J C. 2006. The role of water in the synthesis of glaucophane. *Am Mineral*, 91: 1055–1068
- Johannes W, Puhon D. 1971. The calcite-aragonite transition, reinvestigated. *Contrib Mineral Petrol*, 31: 28–38
- John T, Klemd R, Gao J, Garbe-Schönberg C D. 2008. Trace-element mobilization in slabs due to non steady-state fluid-rock interaction: Constraints from an eclogite-facies transport vein in blueschist (Tianshan, China). *Lithos*, 103: 1–24
- Kawai T, Windley B F, Terabayashi M, Yamamoto H, Maruyama S, Omori S, Shibuya T, Sawaki Y, Isozaki Y. 2007. Geotectonic framework of the Blueschist Unit on Anglesey-Lleyn, UK, and its role in the development of a Neoproterozoic accretionary orogen. *Precambrian Res*, 153: 11–28
- Kita S, Okada T, Nakajima J, Matsuzawa T, Hasegawa A. 2006. Existence of a seismic belt in the upper plane of the double seismic zone extending in the along-arc direction at depths of 70–100 km beneath NE Japan. *Geophys Res Lett*, 33: L24310
- Kleine B I, Skelton A D L, Huet B, Pitcairn I K. 2014. Preservation of Blueschist-facies Minerals along a Shear Zone by Coupled Metasomatism and Fast-flowing CO₂-bearing Fluids. *J Petrol*, 55: 1905–1939
- Koons P O. 1982. An experimental investigation of the behavior of amphibole in the system Na₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O at high pressures. *Contrib Mineral Petrol*, 79: 258–267
- Koons P O, Thompson A B. 1985. Non-mafic rocks in the greenschist, blueschist and eclogite facies. *Chem Geol*, 50: 3–30
- Krebs M, Maresch W V, Schertl H P, Munker C, Baumann A, Draper G, Idleman B, Trapp E. 2008. The dynamics of intra-oceanic subduction zones: A direct comparison between fossil petrological evidence (Rio San Juan Complex, Dominican Republic) and numerical simulation. *Lithos*, 103: 106–137
- Langer K, Lattard D, Schreyer W. 1977. Synthesis and stability of deerite, Fe₁₂²⁺Fe₆³⁺[Si₁₂O₄₀](OH)₁₀, and Fe³⁺ ⇌ Al³⁺ substitutions at 15–28 kb. *Contrib Mineral Petrol*, 60: 271–297
- Lattard D, Le Breton N. 1994. The *P-T*/O₂ stability of deerite, Fe₁₂²⁺Fe₆³⁺[Si₁₂O₄₀](OH)₁₀. *Contrib Mineral Petrol*, 115: 474–487
- Leake B E, Woolley A R, Arps C E S, Birch W D, Gilbert M C, Grice J D, Hawthorne F C, Kato A, Kisch H J, Krivovichev V G, Linthout K, Laird J, Mandarino J A, Maresch W V, Nickel E H, Rock N M S, Schumacher J C, Smith D C, Stephenson N C N, Ungaretti L, Whittaker E J W, Guo Y Z. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *Am Mineral*, 82: 1019–1037
- Li J L, Klemd R, Gao J, Meyer M. 2012. Coexisting carbonate-bearing eclogite and blueschist in SW Tianshan, China: Petrology and phase equilibria. *J Asian Earth Sci*, 60: 174–187
- Lin S J, Huang W L. 2004. Polycrystalline calcite to aragonite transformation kinetics: Experiments in synthetic systems. *Contrib Mineral Petrol*, 147: 604–614
- Liou J G. 1971. *P-T* stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite, and related minerals in the system CaAl₂Si₂O₈-SiO₂-H₂O. *J Petrol*, 12: 379–411
- Liou J G, Maruyama S, Wang X, Graham S. 1990. Precambrian blueschist terranes of the world. *Tectonophysics*, 181: 97–111
- McCulloch M T, Gamble J A. 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth Planet Sci Lett*, 102: 358–374
- Maekawa H, Shozul M, Ishii T, Fryer P, Pearce J A. 1993. Blueschist metamorphism in an active subduction zone. *Nature*, 364: 520–523
- Maresch W V. 1977. Experimental studies on glaucophane: An analysis of present knowledge. *Tectonophysics*, 43: 109–125
- Martin L A J, Hermann J, Gauthiez-Putallaz L, Whitney D L, Vitale

- Brovarone A, Fornash K F, Evans N J. 2014. Lawsonite geochemistry and stability—Implication for trace element and water cycles in subduction zones. *J Metamorph Geol*, 32: 455–478
- Maruyama S, Liou J G, Terabayashi M. 1996. Blueschists and eclogites of the world and their exhumation. *Int Geol Rev*, 38: 485–594
- Miyashiro A. 1973. Metamorphism and Metamorphic Belts. Dordrecht: Springer. 492
- Miyashiro A, Banno S. 1958. Nature of glaucophanitic metamorphism. *Am J Sci*, 256: 97–110
- Newton M S, Kennedy G C. 1968. Jadeite, analcite, nepheline, and albite at high temperatures and pressures. *Am J Sci*, 266: 728–735
- Newton R C, Kennedy G C. 1963. Some equilibrium reactions in the join $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$. *J Geophys Res*, 68: 2967–2983
- Newton R C, Smith J V. 1967. Investigations concerning the Breakdown of Albite at Depth in the Earth. *J Geol*, 75: 268–286
- Ni H, Zhang L, Xiong X, Mao Z, Wang J. 2017. Supercritical fluids at subduction zones: Evidence, formation condition, and physico-chemical properties. *Earth-Sci Rev*, 167: 62–71
- Nitsch K H. 1968. Stability of lawsonite. *Naturwissenschaften*, 55: 388–388
- Okamoto K, Maruyama S. 1999. The high-pressure synthesis of lawsonite in the MORB+H₂O system. *Am Mineral*, 84: 362–373
- Okay A I. 1982. Incipient blueschist metamorphism and metasomatism in the Tavşanlı region, Northwest Turkey. *Contrib Mineral Petrol*, 79: 361–367
- Okay A I. 1987. The oxygen fugacity stability of deerite: An alternative view. *J Metamorph Geol*, 5: 553–555
- Okazaki K, Hirth G. 2016. Dehydration of lawsonite could directly trigger earthquakes in subducting oceanic crust. *Nature*, 530: 81–84
- Ota T, Kaneko Y. 2010. Blueschists, eclogites, and subduction zone tectonics: Insights from a review of Late Miocene blueschists and eclogites, and related young high-pressure metamorphic rocks. *Gondwana Res*, 18: 167–188
- Palin R M, White R W. 2016. Emergence of blueschists on Earth linked to secular changes in oceanic crust composition. *Nat Geosci*, 9: 60–64
- Pawley A R. 1994. The pressure and temperature stability limits of lawsonite: Implications for H₂O recycling in subduction zones. *Contrib Mineral Petrol*, 118: 99–108
- Peacock S M. 1987. Creation and preservation of subduction-related inverted metamorphic gradients. *J Geophys Res*, 92: 12763–12781
- Peacock S M. 1993. The importance of blueschist→eclogite dehydration reactions in subducting oceanic crust. *Geol Soc Am Bull*, 105: 684–694
- Peacock S M, Wang K. 1999. Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: Examples from southwest and northeast Japan. *Science*, 286: 937–939
- Philpotts A R, Ague J J. 2009. Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press. 667
- Plünder A, Agard P, Chopin C, Soret M, Okay A I, Whitechurch H. 2016. Metamorphic sole formation, emplacement and blueschist facies overprint: Early subduction dynamics witnessed by western Turkey ophiolites. *Terra Nova*, 28: 329–339
- Poli S, Fumagalli P. 2003. Mineral assemblages in ultrahigh pressure metamorphism: A review of experimentally determined phase diagrams. In: Carswell D A, Compagnoni R, eds. Ultrahigh Pressure Metamorphism. EMU Notes Mineral, 5: 307–340
- Poli S, Schmidt M W. 1995. H₂O transport and release in subduction zones: Experimental constraints on basaltic and andesitic systems. *J Geophys Res*, 100: 22299–22314
- Poli S, Franzolin E, Fumagalli P, Crottini A. 2009. The transport of carbon and hydrogen in subducted oceanic crust: An experimental study to 5 GPa. *Earth Planet Sci Lett*, 278: 350–360
- Schmidt M W. 1995. Lawsonite: Upper pressure stability and formation of higher density hydrous phases. *Am Mineral*, 80: 1286–1292
- Schmidt M W, Poli S. 1994. The stability of lawsonite and zoisite at high pressures: Experiments in CASH to 92 kbar and implications for the presence of hydrous phases in subducted lithosphere. *Earth Planet Sci Lett*, 124: 105–118
- Schmidt M W, Poli S. 1998. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth Planet Sci Lett*, 163: 361–379
- Schürmann H M E. 1951. Beiträge zur Glaucophanfrage (1). *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, 49–68
- Schürmann H M E. 1953. Beiträge zur Glaucophanfrage (2). *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 85: 303–394
- Shu L S, Zhou G Q, Shi Y S, Yin J. 1994. Study on the high-pressure metamorphic blueschist and its Late Proterozoic age in the eastern Jiangnan belt. *Chin Sci Bull*, 39: 1200–1204
- Shu L, Charvet J. 1996. Kinematics and geochronology of the proterozoic Dongxiang-Shexian ductile shear zone: With HP metamorphism and ophiolitic melange (Jiangnan region, south China). *Tectonophysics*, 267: 291–302
- Smith C A, Sisson V B, Avé Lallemant H G, Copeland P. 1999. Two contrasting pressure-temperature-time paths in the Villa de Cura blueschist belt, Venezuela: Possible evidence for Late Cretaceous initiation of subduction in the Caribbean. *Geol Soc Am Bull*, 111: 831–848
- Smulikowski W, Desmons J, Fettes D J, Harte B, Sassi F P, Schmidt R. 2007. Types, grade and facies of metamorphism. In: Fettes D, Desmons J, eds. Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms. 16–24
- Sobolev S V, Sobolev A V, Kuzmin D V, Krivolutsкая N A, Petrunin A G, Arndt N T, Radko V A, Vasiliev Y R. 2011. Linking mantle

- plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes. *Nature*, 477: 312–316
- Stern R J. 2002. Subduction zones. *Rev Geophys*, 40: 1012
- Stern R J. 2005. Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahigh-pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time. *Geology*, 33: 557–560
- Stern R J. 2008. Modern-style plate tectonics began in Neoproterozoic time: An alternative interpretation of Earth's tectonic history. In: Condie K C, Pease V, eds. When Did Plate Tectonics Begin on Planet Earth? *Geol Soc Am Spec Pap*, 440: 265–280
- Stern R J, Tsujimori T, Harlow G, Groat L A. 2013. Plate tectonic gemstones. *Geology*, 41: 723–726
- Suzuki J. 1930. Petrological study of the crystalline schist system of Shikoku, Japan. *J Faculty Sci-Hokkaido Imperial Univ*, 1: 27–112
- Tamblyn R, Zack T, Schmitt A K, Hand M, Kelsey D, Morrissey L, Pabst S, Savov I P. 2019. Blueschist from the Mariana forearc records long-lived residence of material in the subduction channel. *Earth Planet Sci Lett*, 519: 171–181
- Tatsumi Y. 1986. Formation of the volcanic front in subduction zones. *Geophys Res Lett*, 13: 717–720
- Tatsumi Y. 1989. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *J Geophys Res*, 94: 4697–4707
- Tian Z L, Wei C J. 2014. Coexistence of garnet blueschist and eclogite in South Tianshan, NW China: Dependence of P - T evolution and bulk-rock composition. *J Metamorph Geol*, 32: 743–764
- Topuz G, Okay A I, Altherr R, Meyer H P, Nasdala L. 2006. Partial high-pressure aragonitization of micritic limestones in an accretionary complex, Tavsanli Zone, NW Turkey. *J Metamorph Geol*, 24: 603–613
- Tsujimori T, Ernst W G. 2014. Lawsonite blueschists and lawsonite eclogites as proxies for palaeo-subduction zone processes: A review. *J Metamorph Geol*, 32: 437–454
- Tsujimori T, Harlow G E. 2012. Petrogenetic relationships between jadeitite and associated high-pressure and low-temperature metamorphic rocks in worldwide jadeitite localities: A review. *Eur J Mineral*, 24: 371–390
- Tsujimori T, Sisson V B, Liou J G, Harlow G E, Sorensen S S. 2006. Very-low-temperature record of the subduction process: A review of worldwide lawsonite eclogites. *Lithos*, 92: 609–624
- Turner F J. 1948. Mineralogical and Structural Evolution of the Metamorphic Rocks. *Geol Soc Am Mem*. 1–342
- Turner F J. 1968. Metamorphic Petrology: Mineralogical, Field and Tectonic Aspects. New York: McGraw Hill. 403
- Turner F J. 1981. Metamorphic Petrology. Mineralogical and Field Aspects. New York: McGraw-Hill. 524
- van der Laan S R, Koster van Groos A F. 1991. Pt-Fe alloys in experimental petrology applied to high-pressure research on Fe-bearing systems. *Am Mineral*, 76: 1940–1949
- van der Straaten F, Schenk V, John T, Gao J. 2008. Blueschist-facies rehydration of eclogites (Tian Shan, NW-China): Implications for fluid-rock interaction in the subduction channel. *Chem Geol*, 255: 195–219
- van Keken P E, Kiefer B, Peacock S M. 2002. High-resolution models of subduction zones: Implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into the deep mantle. *Geochem Geophys Geosyst*, 3: 1056
- van Keken P E, Hacker B R, Syracuse E M, Abers G A. 2011. Subduction factory: 4. Depth-dependent flux of H_2O from subducting slabs worldwide. *J Geophys Res*, 116: B01401
- Vernon R H, Clarke G L. 2008. Principles of Metamorphic Petrology. Cambridge: Cambridge University Press. 478
- Vitale Brovarone A, Groppo C, Hetényi G, Compagnoni R, Malavieille J. 2011. Coexistence of lawsonite-bearing eclogite and blueschist: Phase equilibria modelling of Alpine Corsica metabasalts and petrological evolution of subducting slabs. *J Metamorph Geol*, 29: 583–600
- Warren C J, Waters D J. 2006. Oxidized eclogites and garnet-blueschists from Oman: P - T path modelling in the NCFMASHO system. *J Metamorph Geol*, 24: 783–802
- Will T, Okrusch M, Schmädicke E, Chen G. 1998. Phase relations in the greenschist-blueschist-amphibolite-eclogite facies in the system Na_2O - CaO - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O (NCFMASH), with application to metamorphic rocks from Samos, Greece. *Contrib Mineral Petrol*, 132: 85–102
- Winkler H G F. 1965. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. New York: Springer. 220
- Winkler H G F. 1967. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 2nd ed. New York: Springer. 237
- Winter J D N. 2010. Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. Upper Saddle River: Prentice Hall. 702
- Xia B, Zhang L, Du Z, Xu B. 2019. Petrology and age of Precambrian Aksu blueschist, NW China. *Precambrian Res*, 326: 295–311
- Yardley B D W. 1989. An Introduction to Metamorphic Petrology. New York: John Wiley and Sons. 248
- Zheng Y F. 2019. Subduction zone geochemistry. *Geosci Front*, 10: 1223–1254

(责任编委: 郑永飞)