



IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados
Foz do Iguaçu, PR – 08 a 11/04/2008.

CARACTERIZAÇÃO DAS ROCHAS VULCÂNICAS E VULCANOCLÁSTICAS METAMORFISADAS NAS FÁCIES XISTO AZUL E XISTO VERDE DA PRAIA DE *INFERNILLO*, CORDILHEIRA DA COSTA DOS ANDES CENTRAIS DO CHILE

Thaís Nogueira Hyppolito¹, Caetano Juliani¹, Francisco Hervé², Paul Duhart³, Jorge Muñoz Bravo³

¹Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Instituto de Geociências, USP, Rua do Lago, 562 – Cidade Universitária. CEP 0112006-230. São Paulo, SP. E-mail: thaishyppolito@yahoo.com.br ; c Juliani@usp.br

²Departamento de Geología, Universidade de Chile, Casilla 13518, Correo 21. Santiago, Chile. E-mail: fherve@cec.uchile.cl

³Servicio Nacional de Geología e Minería, Gobierno de Chile. Avda. La Paz 406, Casilla 613. Puerto Varas – X Región – Chile. E-mail: pduhart@sernageomin.cl ; jmunoz@sernageomin.cl.

Resumo – Este trabalho tem como objetivo apresentar os estudos petrográficos, geotermobarométricos e geoquímicos realizados nos metabasitos constituintes de uma seqüência vulcanossedimentar da praia de *Infernillo* (cidade de Pichilemu), metamorfisada na fácie xisto azul e xisto verde. Essas rochas são parte da Cordilheira da Costa dos Andes Centrais, a qual é caracterizada como um complexo de subducção pré-andino (Paleozóico) bem preservado, ao passo que no Norte do Chile esse complexo foi fortemente retrabalhado pela contínua atividade ao longo da margem convergente. Na praia de *Infernillo* os correspondentes metamorfisados de basaltos e andesitos, tuhos cineríticos, tuhos maficos, lápili-tuhos e aglomerados vulcânicos têm associados metacherts com riebeckita, metassedimentos ferruginosos e sulfetados, metapelitos comumente carbonosos e, subordinadamente, mármore e metaconglomerados. Essa seqüência vulcanossedimentar é predominantemente subaquática, com eventuais exposições subaéreas. A litocímica das metavulcânicas mostra predominância de rochas cálcio-alcalinas formadas num do arco de ilhas. Estudos petrográficos e geotermobarométricos (TWQ 1.02) mostraram que os metabasitos da fácie xisto azul foram retrometamorfisados para a fácie xisto verde, num intervalo bárico calculado entre 10,5 e 5,2 kbar e a temperaturas em torno de 400 °C.

Palavras-Chave: Seqüência vulcanossedimentar, fácie xisto azul, Andes Centrais.

Abstract – The aim of this research shows petrographical, geothermobarometrical and geochemical data obtained to metabasites of a volcano sedimentary sequence metamorphosed in blueschist and greenschist facies, which is preserved at Coastal Cordillera in Central Chile close to Pichilemu city, located in the coastal region in *Infernillo* Beach. The Coastal Cordillera in Central Chile is characterized by the well preservation of the Paleozoic subduction complex. Whereas this complex was strongly overprinted by the continuous activity of subduction along the convergent margin in North of Chile, the pre-Andean subduction occurs well preserved in Central Chile. At *Infernillo* Beach the product of metamorphism of basalts, andesites, ash tuffs, mafic tuffs, lapilli-tuffs and volcanic agglomerates are associated to metacherts with riebeckite mineral, ferruginous sediments, carbonaceous meta-pelites and minor to marbles and metaconglomerates. This volcano sedimentary sequence is mainly subaquatic with occasionally subaerial exposures. Metavolcanic lithochemistry show calc-alkaline rocks predominantly generated in an arc island environment. Geothermobarometrical data were obtained by TWQ (1.02) software and show the retrograde metamorphism from blueschist to greenschist facies, with pressures between 10.5 and 5.2 kbar and temperatures of 400 °C, approximately.

Keywords: Volcano sedimentary sequence, blueschist facies, Central Andes.

*Resumo vulcanossedimentar
Petrografia
Geoquímica
Geotermobarométrica*

1. Introdução

A grande importância do estudo dos xistos azuis deve-se ao fato de que os cinturões metamórficos de alta pressão e baixa temperatura se relacionam às zonas de subducção e colisão entre placas litosféricas (Bowes, 1989). Essas rochas são bem caracterizadas nas zonas orogênicas meso-e cenozóicas Circum-Pacíficas, no Caribe, Alpes e Himalaia (Miyashiro, 1961; Ernst, 1972; Maruyama *et al.*, 1996), dentre outros locais. A sua gênese e evolução apresentam grande importância para o estabelecimento da evolução crustal desses ambientes. Por associar-se a antigos limites convergentes de placas tectônicas, o estudo dos eventos metamórficos e deformacionais registrados nos xistos azuis se faz fundamental para dedução do tipo de subducção, regimes colisionais e de exumação (Ernst, 1988; Smith *et al.*, 1999). Usualmente são metamorfizados na fácie xisto azul a crosta e *plateaus* oceânicos, mas rochas de arcos de ilhas pouco evoluídos podem também ser incorporadas ao continente durante a subducção e exumação. Devido ao metamorfismo e à deformação, especialmente durante a exumação, à qual se associam grandes zonas de cisalhamento, a preservação das texturas e estruturas das rochas vulcânicas e vulcanoclácticas é prejudicada, o que torna difícil o reconhecimento dos protolitos da rochas metamórficas, bem como do seu ambiente de formação. Entretanto, na região de Pichilemu, apesar do forte cisalhamento, os metabasitos e metavulcanoclácticas da fácie xisto azul e xisto verde e litotipos associados mostram-se ainda relativamente bem preservados, permitindo a identificação dos seus protolitos vulcanossedimentares, objeto desse trabalho. Essas rochas estão geneticamente vinculados à orogênese paleozóica dos Andes do Sul (Hervé *et al.*, 1981).

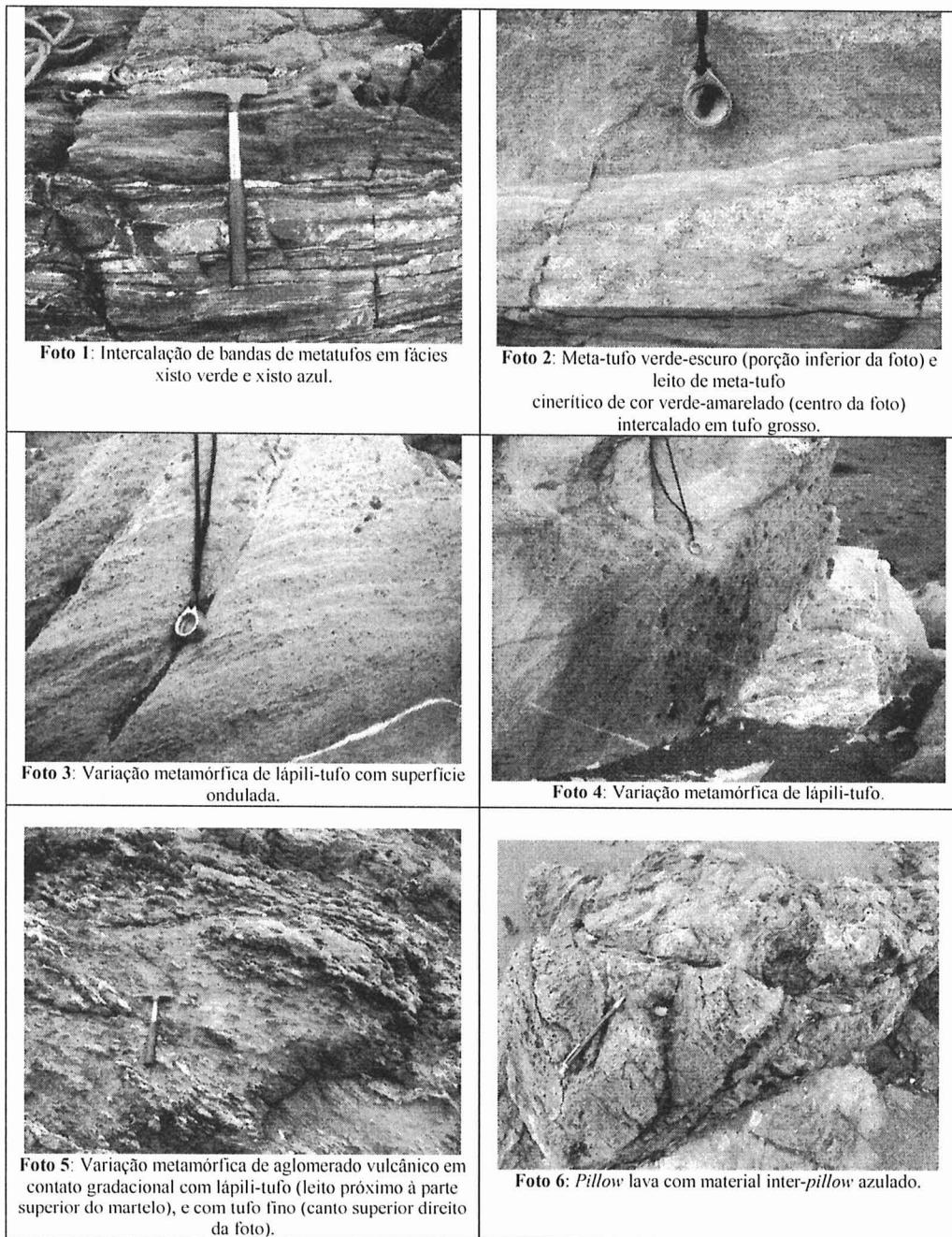
2. Localização da área

A área de ocorrência dos xistos azuis localiza-se na Cordilheira da Costa, na VI Região do Chile, nas proximidades da cidade de Pichilemu. O acesso à área pode ser feito através da rodovia que liga a capital do Chile (Santiago) a San Fernando, e dessa, até o município de Pichilemu, onde as rochas afloram na costa oceânica e na zona rural do município.

3. Metabasitos – Relações de campo

Os metabasitos são representados por metamorfitos em fácie xisto verde com relíquias de metamorfitos em fácie xisto azul. Constituem uma seqüência vulcanossedimentar tectonicamente deformada que aflora ao longo de aproximadamente 1200 m na costa da praia de *Infernillo*. Tufitos em fácie xisto azul e xisto verde encontram-se freqüentemente intercalados em bandas com decímetros de espessura (Foto 1). O aspecto geral característico dessas bandas dá-se pela intercalação de camadas milimetricamente laminadas de anfibólito azulado muito fino e metachert com bandas homogêneas de material tufítico esverdeado, de aspecto xistoso e foliação penetrativa. Leitos de tufo cinerítico são comuns e ocorrem intercalados nos tufos (Foto 2). Com isso, foram observadas as variações metamórficas de tufos, lápili-tufos e aglomerados vulcânicos (Fotos 2, 3, 4 e 5).

Estruturas de *pillow* lavas também foram observadas nessas rochas (Foto 6): apresentam de 20 a 30 cm de diâmetro e podem apresentar fraturas radiais em direção ao núcleo da *pillow*, eventualmente preenchidas por calcita. A *pillow* pode ainda ocorrer fragmentada definindo leitos métricos de *pillow breccias*. É muito comum a presença de camadas ou zonas monominerálicas irregulares com centímetros a decímetros de espessura constituídas por epidoto e clorita, assim como veios de quartzo, albita, calcita e mais localmente anfibólito azulado \pm albita. Os veios podem ocorrer concordantes com a foliação principal, ou ainda de forma discordante, truncando sub-verticalmente a foliação. Em geral, a seqüência vulcanossedimentar em estudo é estratigráficamente caracterizada por leitos de *pillow* lavas e *pillow breccias* na base, seguidos de leitos constituídos por aglomerados vulcânicos, lápili-tufos, tufos finos e tufos cineríticos, com intercalações de metapelitos carbonosos cada vez mais freqüentes em direção ao topo, onde neste, tornam-se o litotipo predominante e podem ocorrer associados a leitos de metachert, metapelitos ferruginosos e sulfetados. A seqüência observada se dá por diversos leitos constituídos de aglomerados vulcânicos que gradacionalmente passam para lápili-tufos, que por sua vez gradam para tufos finos e cineríticos. Os contatos podem ser interdigitados ou ainda há presença de leitos erosivos na base de lápili-tufos e aglomerados vulcânicos. Foi também registrado a presença de marcas de sola na base das camadas de depósitos de granulação mais grossa sobrejacentes. Essa seqüência representa diversos ciclos de deposição e retrabalhamento, possivelmente por processos gravitacionais de materiais vulcanoclácticos e sedimentares clásticos e químicos.



4. Petrografia e Química Mineral

Macroscopicamente os metabasitos caracterizam-se por apresentarem cor cinza-esverdeada a cinza-azulada e granulação variando de muito fina a fina. São rochas com a foliação S_n bem definida pelos leitos nematoblásticos, granoblásticos, e lepidoblásticos, e eventualmente, são observadas crenulações incipientes a mais intensas com transposição da foliação S_n para a foliação milonítica S_{n+1} , bem caracterizada nos xistos verdes. Dentre as amostras selecionadas é possível distinguir rochas com textura predominantemente grano-nematoblástica, onde há alternância de leitos nematoblásticos constituídos por anfibólios verde-azulados, com leitos granoblásticos quartzo-feldspáticos. Os leitos lepidoblásticos são caracterizados pela presença de mica branca e clorita, sendo essa última principalmente associada aos anfibólios esverdeados. Microscopicamente é possível dividir os metabasitos em três grupos: metabasitos em fácies xisto azul, metabasitos “transicionais” (entre as fácies xisto azul e xisto verde) e metabasitos em fácies xisto verde. O primeiro grupo apresenta textura predominantemente grano-nematoblástica com intercalações de anfibólios sódicos de cor azulada e granulação muito fina com leitos quartzo-feldspáticos constituídos por quartzo e plagioclásio. Por vezes, observa-se textura porfiroblástica com cristais fibroradiados de estilpnometano em leitos monominerálicos ou associados ao anfibólio sódico. Nos metabasitos “transicionais” os anfibólios azulados apresentam suas bordas susbtituídas por anfibólio sódico-cálcico de cor azul-esverdeada, ou ainda ocorrem cristais verdes e verde-azulados

intercrescidos. Já os xistos verdes apresentam textura lépido-nematoblástica onde é comum leitos monominerálicos de clorita intercalados com leitos de anfibólito cárlico de cor esverdeada. Nos xistos verdes é possível observar a cloritização dos anfibólitos, bem com o desenvolvimento da paragênese clorita + epidoto em bandas biminerálicas. Foram realizadas em microssonda eletrônica as análises químicas pontuais de 7 litotipos com as paragêneses mais adequadas aos estudos geotermobarométricos. As principais fases minerais analisadas são constituintes dos metabasitos que compreendem os litotipos em fácies xisto azul e xisto verde, são elas: anfibólito, mica branca, plagioclásio, clorita e epidoto. Os anfibólitos sódicos azulados correspondem ao ferro-glaucfânio e magnesio-riebeckita, característicos da fácies xisto azul; o plagioclásio corresponde à albíta pura em todas as amostras analisadas; os anfibólitos verde azulados, típicos dos xistos azuis transicionais, correspondem à winchita; e por fim, os anfibólitos cárlicos correspondem à actinolita e tremolita.

5. Geotermobarometria

Os cálculos geotermobarométricos foram realizados mediante o uso do *software* TWQ (versão 1.02 com calibrações de Berman, 1991). Os dados foram obtidos a partir dos minerais de três secções delgadas analisadas em microssonda eletrônica, quais sejam: anfibólito, mica branca, plagioclásio, epidoto e clorita. As análises utilizadas incluem as paragêneses minerais e/ou cristais de um mesmo domínio microestrutural para aumentar a possibilidade de um equilíbrio termodinâmico e maior coerência nos cálculos das condições P-T às quais foram submetidos os litotipos em estudo. As paragêneses que envolvem o anfibólito sódico registram as razões P-T mais elevadas e correspondem ao campo de estabilidade da fácies xisto azul. O intervalo bárico calculado está entre 9,5 e 10,5 kbar, com temperaturas que variam entre 355 e 420 °C. Já as paragêneses que envolvem o anfibólito sódico-cárlico representam a associação transicional característica entre a fácies xisto azul e xisto verde com descompressão calculada em torno de 6,3 e 8,0 kbar e temperaturas entre 390 e 405 °C. Nos xistos verdes as paragêneses observadas correspondem aos pares anfibólito-clorita, clorita-mica branca e à associação anfibólito-clorita-mica branca-albíta, associados ao desenvolvimento da S_{n+1} . Os cálculos geotermobarométricos mostram um intervalo bárico mais amplo entre 5,3 e 7,8 kbar, com temperatura de aproximadamente 390 °C.

6. Geoquímica

Com base nos estudos petrográficos foram selecionadas 15 amostras de rochas da praia de *Infernillo* para análises químicas envolvendo elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , e P_2O_5), traço (Ba, Rb, Sr, Zr, Nb, Y, Ta, U, P, Ni e Ti) (com Ti calculado) e terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb e Lu). Os elementos maiores e menores foram obtidos por ICP-ES e os elementos traço, incluindo terras raras, por ICP-MS. Segundo a classificação de Cox *et al.* (1979) 11 amostras distribuem-se no campo dos basaltos e hawaiítos transicionais entre saturados e supersaturados em sílica, e 4 amostras adentram o campo das rochas vulcânicas de composições intermediárias saturadas em sílica (andesito, traquianadesito e dacito). A tendência evolutiva transicional dessas rochas é observada pela proximidade à linha que separa os campos alcalino e subalcalino segundo a classificação de Irvine & Baragar (1971). Entretanto, não se descarta que a tendência alcalina verificada pode ser devida a enriquecimento em álcalis, em especial de sódio, durante as alterações hidrotermais em fundo oceânico geradoras de espilítos.

Quando lançadas no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), as amostras de xistos verdes, xistos azuis transicionais e xistos azuis mostram uma tendência evolutiva compatível com uma série cárlio-alcalina, traduzida pelo aumento progressivo de álcalis acompanhado por razões FeO^*/MgO praticamente constantes. Para a determinação da afinidade geoquímica e do ambiente tectônico de formação de rochas básicas utilizou-se a classificação de Pearce & Cann (1973) e Pearce & Norry (1979), baseada em elementos traço: Zr vs Ti e $\log \text{Zr}$ vs $\log \text{Zr/Y}$, respectivamente. Os xistos verdes incidem próximos ao campo dos basaltos de fundo oceânico, ao passo que as amostras de xistos azuis sugerem assinatura de basaltos cárlio-alcalinos, em conformidade com os resultados obtidos no diagrama AFM. Com relação ao paleoambiente de formação 14 amostras analisadas revelam afinidade geoquímica intraplaca, com apenas uma amostra de xisto verde indicando caráter transicional para ambiente de fundo oceânico.

7. Conclusões

Na área em estudo afloram litotipos correspondentes a uma seqüência vulcanossedimentar constituída essencialmente por tufos máficos, lápili-tufos, tufos cineríticos, basaltos, andesitos e aglomerados vulcânicos, metamorfizados em fácies xisto azul e xisto verde, associados tectonicamente a *metacherts*, meta-sedimentos ferruginosos e sulfetados, metapelitos comumente grafíticos, e leitos restritos de mármores e metaconglomerados; todos muito deformados por dobras macroscópicas e crenulações diversas, além da presença de zonas de brechas (e.g. *pillow breccias*, quartzitos brechoides) e falhas. Essa associação mostra a presença de um ambiente de vulcanismo oceânico situado nas proximidades de um centro vulcânico, onde ocorrem corpos de basaltos com *pillow-lavas* e abundantes camadas de lápili-tufos com aglomerados e brechas vulcânicas, indicativos de formação na base de tálus, possivelmente do próprio edifício vulcânico. O ambiente redutor é atestado pela presença de metapelitos carbonosos e os leitos de *metachert* e de metapelitos ferruginosos e sulfetados, (em parte com clastos de sulfetos), são indicativos de atividades

exalativas vulcanogênicas. Retrabalhamentos das rochas vulcanoclásticas e depósitos com sulfetos por escorregamentos são comuns e a presença de leitos de meta-conglomerados e de leitos de meta-sedimentos mais grossos com estratificação cruzadas de pequeno porte e de marcas onduladas indicam exposições subaéreas locais e eventuais. Os estudos petrográficos aliados aos cálculos geotermobarométricos apresentam resultados coerentes com as observações feitas em campo, onde é possível observar que os xistos azuis são apenas relíquias em meio ao litotipo predominante, caracterizado por metabasitos em fácies xisto verde. Ademais, pode-se dizer que associado ao evento retrometamórfico principal está o desenvolvimento da foliação milonítica (S_{n+1}) bem evidente nos xistos verdes, enquanto que os xistos azuis ocorrem em geral como litotipos finamente laminados com aspecto filitico ("filitos glaucofânicos"). No conjunto dos diagramas geoquímicos obtidos, as dispersões ao redor das tendências evolutivas, em especial dos elementos mais móveis, reforçam a presença de efeitos de alterações hidrotermais e metassomáticas nessas rochas. A despeito desta possibilidade é possível concluir que a tendência evolutiva do protolito dos xistos azuis, xistos azuis transicionais e xistos verdes é compatível com uma série cálcio-alcalina, traduzida pelo aumento progressivo de álcalis acompanhado por razões FeO^*/MgO praticamente constantes. A associação de fatores como: ausência (nos diagramas de classificação de ambiente tectônico) de assinaturas geoquímicas correspondentes a basaltos tipo MORB; afinidade geoquímica intraplaca das amostras analisadas; predominância da tendência evolutiva cálcio-alcalina; e presença de meta-sedimentos ferruginosos, permite, por ora, admitir que o paleoambiente de geração das rochas vulcânicas é parte de um arco de ilha retrabalhado pela zona de subducção paleozóica, por sua vez representado por uma seqüência vulcanossedimentar subaquática (meta-tufos, meta-lápili-tufos e meta-aglomerados vulcânicos) com eventual exposição subaérea.

8. Referências Bibliográficas

BERMAN, R.G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *The Canadian Mineralogist*, **29**: 833–855.

BOWES, D.R., 1989. The encyclopedia of igneous and metamorphic petrology. Van Nostrand Reinhold, pp. 184-187.

COX, K. G., BELL, J. D., PANKHURST, R. J., 1979: The Interpretation of Igneous Rocks. London. *George Allen & Unwin*, 450p.

ERNST, W.G., 1972. Ocurrence and mineralogic evolution of blueschist belts with time. *American Journal of Science*, **272**, 657–668.

ERNST, W.G., 1988. Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschit P-T paths. *Geology*, **16**: 1081–1084.

HERVÉ, F., DAVIDSON, J., GODOY, E., MPODOZIS, C., COVACEVIC, V., 1981. The Late Paleozoic in Chile: stratigraphy, structure and possible tectonic framework. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, **53**: 361–373.

IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A – 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, **8**: 523-547.

PEARCE, J. A., CANN, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 290-300.

PEARCE, J.A., NORRY, M. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petro.*, **69**, 33-47.

MARUYAMA, S., LIOU, J.G., TERABAYASHI, M., 1996. Blueschists and eclogites of the world and their exhumation. *International Geology Review*, **38**: 485–594.

MIYASHIRO, A., 1961. Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*, **2**: 277–311.

RICHTER, R.P., RING, U., WILLNER, P. A., LEISS, B., 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Paleozoic coastal accretionary wedge of central Chile. *Journal of Geological Society, London*, **164**: 203-214.

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. *Geological Society of America Bulletin*, **111**: 831–848.