



Sensoriamento remoto multi e hiperespectral, geoquímica, magnetometria e petrografia aplicados à caracterização do prospecto aurífero epitermal Chapi Chiara, sul do Peru

Thais Andressa Carrino (Instituto de Geociências/Universidade Estadual de Campinas); Alvaro Penteado Crósta (Instituto de Geociências/Universidade Estadual de Campinas), Catarina Labouré Bemfica Toledo (Instituto de Geociências/Universidade de Brasília), Adalene Moreira Silva (Laboratório de Geofísica Aplicada/Universidade de Brasília)

Copyright 2013, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation during the 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil, August 26-29, 2013.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society and do not necessarily represent any position of the SBGf, its officers or members. Electronic reproduction or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of the Brazilian Geophysical Society is prohibited.

Abstract

Southern Peru is characterized by its potential in Au-Ag (\pm base metals) rich epithermal mineralization that has been exploited since pre Columbian times. In recent years, epithermal deposits with significant gold tonnage were discovered, as Tucari and Santa Rosa (Aruntani District) and Canahuire (Au (Cu-Ag)), revealing new mineralization styles and, thus, new exploration vectors to be used in this region. An example is the association of the mineralization with felsic intrusions, or with carbonate host rocks and hydrothermal breccias. The Chapi Chiara epithermal high-sulfidation gold prospect is located in a paleo-stratovolcano of the Miocene-Pliocene. This prospect was investigated through the integration of the following data sets: ASTER thermal infrared bands, HyMap hyperspectral images, reflectance spectroscopy data collected by TerraSpec™, rock geochemistry data, ground magnetometric data and petrography. The results obtained show: (a) more preserved porphyritic andesite and rhyolitic tuff in the NE sector of the prospect, passing to advanced argillic alteration in the SW sector characterized by 3 topographically higher centers (~4950 m) and magnetically flat responses due to the destruction of magnetic minerals by the hydrothermal event; this sector also contains by quartz-alunite (Na and/or K)-kaolinite group minerals \pm topaz, with vuggy texture and hydrothermal breccias; in the low topographic portions of the SW sector there is a subtle and metric transition between advanced argillic alteration, and intermediate alteration (quartz-white mica \pm ammonium) together with propylitic alteration (chlorite-smectite-calcite-quartz-epidote); only 2 gold occurrences in rock \geq 0,050 ppm appear in the SW sector of the prospect (~4935 m), near ammonium occurrence, and are associated with anomalous concentrations of Ag, As, Ba, Bi, Hg, Mo, Sb, Se, Te; (b) in the central sector of Chapi Chiara, in altitudes $>$ 5000 m, there are occurrences of hydrothermal breccias marked by intense silicification and anomalous values of gold in rock (up to 0,322 ppm), together with Ag, Au, As, Bi, Hg, Sb, Se, Te anomalies; (c) ENE-WSW magnetic lineaments show spatial association with gold (\geq 0,050 ppm) and may represent hydrothermal paleo-conduits; (d) in the SW sector, the presence of hypogene

minerals like Na-alunite \pm topaz and diaspore reveals the exposure of an epithermal domain marked by paleo-temperatures $>$ 260°C; this exposure is due to intense erosional process that affected the paleo-stratovolcano, thus decreasing the chances of epithermal gold occurrences. However, as suggested for the Cerro Millo epithermal high-sulfidation gold prospect, approximately 20 km NE of Chapi Chiara, there is a possibility for porphyry-type mineralization in depth.

Introdução

O Peru se caracteriza como o principal país produtor de ouro da América Latina, destacando-se os grandes depósitos epitermais de Au-Ag predominantemente de alta sulfetação da região norte, como Yanacocha (~12 Ma), Lagunas Norte, La Virgen, Quiruvilca, Sipán e Pierina (~14,5 Ma) entre outros, formados no Mioceno e associados com rochas hospedeiras sedimentares e vulcânicas no domínio da Cordilheira dos Andes (Carlotto et al. 2009) (Fig. 1a).

Em contrapartida, na região sul do Peru, historicamente importante quanto à produção de Au-Ag (\pm metais base) desde a época pré-colonial, os depósitos epitermais do Mioceno e Plioceno são caracterizados por pequeno e médio porte, predominando depósitos de baixa a intermediária sulfetação a exemplo de (Fig. 1a): Distrito Santa Lúcia (~23 Ma), Distrito Mañazo (~19 Ma), Caylloma (~18 Ma), Orcopampa (~18 Ma), Selene (14,5 Ma), Shila e Paula (~11 Ma) e Arcata (~5,4 Ma) (Carlotto et al. 2009). Depósitos de alta sulfetação também ocorrem, caso de Poracota (~13,7 Ma) e, no extremo sul, Baños del Índio, Mazo Cruz e os depósitos com significativo teor aurífero recentemente descobertos, Tucari e Santa Rosa (Distrito Aruntani) (7-4 Ma), cujas mineralizações estão relacionadas com rochas vulcânicas do Grupo Barroso (Mioceno-Plioceno), havendo também ocorrências de mineralização em intrusões félsicas (Loayza et al. 2004) (Fig. 1a).

Uma importante descoberta no setor sul peruano compreende o depósito de Au (Cu-Ag) de intermediária sulfetação Canahuire (Fig. 1a), hospedado em rochas carbonáticas da Formação Gramadal (Grupo Yura – Jurássico-Cretáceo) e em brechas freato-magmáticas, sendo ambas as unidades estruturalmente controladas por sistemas de falhas NW-SE (Santos et al. 2011) que remetem a uma origem (e posterior reativações) relacionada às fases de deformação Peruana (~84,0 - 79,0 Ma), Incaicas (~59,0 - 22,0 Ma) e Quéchuas (~17,0 - 1,6 Ma) (Benavides-Cáceres 1999). O depósito

Canahuire, juntamente com os depósitos de Cu-Au pórfiro de Caspiche (Chile), de Au pórfiro de La Colosa (Colômbia), de Au epitermal de alta sulfetação Lagunas Norte (Peru) e de Au epitermal de intermediária sulfetação Fruta del Norte (Equador) representam as principais descobertas minerais do início do século XXI na América do Sul, marcadas por potencial de >5 Moz de Au (Vidal 2012).

Em proximidade ao depósito Canahuire, a ~25 km a leste, está localizado o prospecto de Au epitermal **Chapi Chiara** (Fig. 1a), especificamente no domínio de um paleo-estratovulcão de idade do Mioceno-Plioceno, composto predominantemente por rochas sedimentares de origem lacustre intercaladas com rochas vulcânicas (e.g., tufo por vezes retrabalhado) pertencentes ao Grupo Maure (~11-8 Ma), além de rochas vulcânicas compreendendo lava, brecha de fluxo e tufo de composição andesítica, traquiandesítica e dacítica do Grupo Barroso (Mioceno Superior ao Plioceno) (Palácios 1995, Sanchez & León 1995, Benavides-Cáceres 1999). Este prospecto é analisado no presente artigo através da **integração de dados multifonte**, consistindo em imagens de sensoriamento remoto e dados de espectroscopia de reflectância, além de dados geoquímicos, magnetométricos terrestres e petrográficos, com o objetivo de se caracterizar o tipo de sistema magmático-hidrotermal, a distribuição da alteração e o significado da paragênese mineral para a prospecção metalífera.

Materiais e métodos

Os materiais empregados ao estudo e os respectivos métodos de processamento compreenderam:

- uma imagem do **sensor ASTER** de abril de 2005: focou-se no processamento das bandas espectrais do infravermelho termal visando o **realce de possível quartzo hidrotermal** empregando-se o **índice de Rockwell & Hofstra (2008)** (Fig. 2 – setor SW). Este índice se baseia na identificação de quartzo a partir da relação de baixa emitância característica deste mineral nas bandas 10 e 12 do sensor ASTER e nos maiores valores de emitância presentes nas bandas 11 e 13;

- oito faixas de voo do **sensor hiperespectral HyMap** adquiridas em julho de 2010: as 125 bandas foram submetidas inicialmente à remoção do contínuo para posterior **classificação** através do algoritmo *Spectral Angle Mapper* (SAM) (Kruse et al. 1993), empregando-se variáveis limiares associados à escolha do ângulo espectral (α), além de curvas espectrais de referência do USGS e aquelas adquiridas em campo usando-se o espectrorradiômetro TerraSpec™ da *Analytical Spectral Devices*. Estas curvas espectrais de referência (com seus respectivos limiares adotados) compreenderam a da caulinita ($\alpha = 0,05$ rad), dickita ($\alpha = 0,04$ rad), alunita ($\alpha = 0,09$ rad), jarosita ($\alpha = 0,12$ rad) e esmectita ($\alpha = 0,06$ rad) (Fig. 1);

- **671 dados espectrorradiométricos** adquiridos com o TerraSpec™ que foram analisados visualmente e com o aplicativo de *software The Spectral Geologist*

Professional (TSG PRO, v. 7.1.0.019) para a identificação mineral. Com esta rotulação mineral, procedeu-se à geração de 500 imagens simuladas (células de 50 m) através da **técnica geoestatística estocástica Simulação Indicatriz Sequencial (SIS)** (Goovaerts 1997) para os seguintes minerais: jarosita, caulinita, alunita, esmectita e dickita. A partir destas imagens, foram calculadas as imagens da média de 500 realizações que revelam a probabilidade (0 a 100%) de ocorrência de jarosita, caulinita, dickita, esmectita e alunita. Por fim, um corte de probabilidade destes minerais $\geq 25\%$ foi estipulado, e um **mapa de mineralogia simulada** foi confeccionado (Fig. 2);

- **908 dados de geoquímica de elementos traços** obtidos via a técnica ICP-MS e espectrometria de absorção atômica (AAS), no caso do ouro, na ALS Chemex Perú. Para os elementos **Au, Ag, As, Bi, Hg, Mo, Sb, Se e Te**, também foram geradas imagens simuladas, mas, por serem dados contínuos, foi empregada a **técnica geoestatística Simulação Gaussiana Sequencial (SGS)** (Goovaerts 1997). Similarmente à SIS, foram produzidas a cada elementos químico supracitado, 500 realizações, finalizando-se com a **geração de imagens de média destas 500 realizações que revelam a variação do teor elementar**. Composições coloridas das imagens da média de 500 realizações foram produzidas para facilitar a análise de correlações inter-elementares (Fig. 2);

- **dados de magnetometria terrestre** adquiridos pela Zissou Perú em agosto de 2011, e caracterizados por aquisição N-S, com espaçamentos E-W de 50 m. Os dados do campo magnético anômalo (CMA) foram processados por meio da aplicação de filtros de realce de alta frequência, caso da **derivada vertical de primeira ordem do CMA** (Fig. 2 – setor central);

- confecção de **29 lâminas delgada-polidas** para a caracterização mineralógica (cf., Figs. 1 e 2).

Esse conjunto de dados multifonte e de produtos gerados foi integrado objetivando-se a análise interpretativa e caracterização do prospecto aurífero Chapi Chiara, conforme sintetizado nas Figs. 1 e 2.

Caracterização do prospecto Chapi Chiara

- As rochas vulcânicas presentes no prospecto Chapi Chiara compreendem **andesitos porfíricos** compostos, predominantemente, por fenocristais subeudrais de piroxênio e plagioclásio (e.g., ponto CC-13 da Fig. 1), além de afloramentos de rochas piroclásticas com extensão quilométrica compostos por **tufo** e **lapilli** de composição riolítica (e.g., ponto CC-04 da Fig. 1). Estes afloramentos amostrados na pesquisa se situam no setor NE do prospecto Chapi Chiara que, como mostrado por meio do processamento das imagens do sensor HyMap na Fig. 1b, compreende uma localidade pouco afetada pelo processo hidrotermal.

- A partir do processamento de imagens do sensor HyMap, do sensor ASTER (TIR), e de análises espectro-mineralógicas e petrográficas, foi possível caracterizar o zoneamento mineral do prospecto como típico de

sistema epitermal de alta sulfetação, caracterizado pela presença de minerais formados em condições de alta temperatura e de baixo pH, caso de quartzo - alunita K e Na (\pm topázio) + dickita + caulinita \pm diásporo, no setor SW (Figs. 1b e 2b), e que configuram a paragênese da **alteração argílica avançada**. Neste setor, destacam-se três principais núcleos marcados por altos topográficos caracterizados pela assembléia hipógena de quartzo (realçado com o processamento das bandas ASTER-TIR – Fig. 2b) + alunita K e/ou alunita Na (\pm topázio), com textura *vuggy* e brechas hidrotermais associadas. Este tipo de alteração argílica avançada também ocorre em níveis topográficos mais baixos (~4930 m), onde também são constatadas ocorrências mais restritas de **alteração argílica** (domínio de quartzo-mica branca \pm amônio, quartzo-esmectita e/ou caulinita) (e.g., ponto CC-52 da Fig. 2b) e **propilítica** (quartzo - clorita - carbonato \pm esmectita \pm epidoto \pm caulinita) (e.g., ponto CC-31A da Fig. 2b). Esta relação enfatiza a existência de uma **transição abrupta e métrica entre o zoneamento da alteração argílica avançada, argílica e propilítica** (Cooke & Simmons 2000, Hedenquist et al. 2000). Complementarmente, este setor é caracterizado por menor um relevo magnético mais suave devido ao processo de destruição de minerais magnéticos durante o evento hidrotermal (Fig. 2b).

Já no setor central do prospecto, caracterizado por maiores altitudes (> 5000 m), há a predominância de minerais típicos da alteração argílica, com destaque à caulinita e esmectita, formados em condições de menores temperaturas e de pH ácido a neutro (Figs. 1b e 2a), sendo que, localmente, aparece a alunita e dickita (\pm jarosita \pm caulinita \pm esmectita). O quartzo, presente nas paragêneses acima citadas, também ocorre localmente como produto de intensa silicificação em **brechas hidrotermais** (e.g., ponto CC-14 na Fig. 1). Estas brechas devem ter possivelmente originadas pelo processo de liberação repentina da pressão do fluido tardio rico em gás em zonas de alívio (Cooke & Simmons 2000, Taylor 2007), caso das **estruturas N65E** cartografadas com ênfase na **imagem da primeira derivada vertical do campo magnético anômalo** (Fig. 2a), e representam alvos potenciais, com permeabilidade favorável à percolação de fluido. Conforme verificado atualmente neste setor supracitado, estas brechas hidrotermais compreendem os **alvos com maiores chances prospectáveis**, visto a ocorrência de dezenas de anomalias de ouro em rocha $\geq 0,050$ ppm (com Ag e As, Bi, Hg, Sb, Se, Te relacionados) já registrada (valor máximo de 0,322 ppm de ouro em rocha) (vide Fig. 2a).

- **Minerais hipógenos exclusivos de condições de altíssima temperatura e baixo pH**, como é o caso de topázio e alunita Na (e.g., ponto CC-56 exemplificado nas Figs. 1 e 2b), além de diásporo e de epitoto grande e prismático (e.g., ponto CC-31A – Fig. 2b), ocorrem no setor SW do prospecto (~4920-4950 m), evidenciando que o paleo-sistema epitermal se encontra num **estágio de erosão intensa**, o que conduz a um quadro com **chances menos satisfatórias para uma prospeção viável de ouro** (e.g., White & Hedenquist 1995).

- Há a presença de micas brancas portadoras de **íon amônio** no setor SW do prospecto (Fig. 2b) e a fonte

deste íon se deve à interação de fluidos meteóricos e magmáticos, caracterizados por pH tendenciosamente neutro e temperatura de pelo menos 150°C (Phoebe Hauff *comunicação verbal in* Godeas & Litvak 2006), com **matéria orgânica** que, muito provavelmente, deve estar associada com **rochas do Grupo Maure e/ou da Formação Capillune** (formadas em ambiente lacustre durante o Mioceno Superior). Outra fonte possível pode compreender os **folhelhos** mesozóicos do **Grupo Yura**.

Observa-se também que dois afloramentos caracterizados pela presença de paragonita portadora de íon amônio ocorrem na localidade marcada por registros de anomalias de ouro em rocha interessantes à prospeção (anomalias de 0,194 e 0,050 ppm em ~4935 m, indicadas na Fig. 2b), num ambiente também caracterizado, de forma pontual, por anomalias relevantes de Ag, As, Ba, Bi, Hg, Mo, Sb, Se e Te. A interpretação desta relação mineralógico-geoquímica ainda é inicial, mas pode ser interessante caso a presença do íon amônio tenha algum papel na deposição do minério. Em alguns depósitos metálicos do Peru, Bolívia e México reportados em Appleton et al. (1988 apud Ridgway et al. 1990), Ridgway (1991) e Ridgway et al. (1991), a presença do íon amônio é considerada um importante guia prospectivo, estando associada espacialmente com veios mineralizados, o que não é o caso de Chapi Chiara. Autores como Godeas & Litvak (2006), todavia, já reportaram que a presença deste íon não necessariamente se associa diretamente com a mineralização metálica, assim como parece ocorrer em *Cedar Mountains* e *Cuprite*, Nevada.

Conclusões

Um sistema epitermal de alta sulfetação é encontrado no prospecto Chapi Chiara, localizado num paleo-estratovolcãdo do Mioceno-Plioceno no sul do Peru. O prospecto é caracterizado por uma forte associação de Au-Ag (As, Bi, Hg, Sb, Se, Te) relacionada com brechas hidrotermais em altitudes >5000 m marcadas por lineamentos magnéticos com direção preferencial ENE-WSW que podem representar paleo-condutos hidrotermais e servirem de guia para a prospeção. Todavia, a mineralogia identificada via espectroscopia de reflectância, auxiliada por dados petrográficos, revela que, no interior do paleo-estratovolcãdo, a uma altitude entre ~4920 e ~4950 m, há a exposição atual de minerais hipógenos formados em condições de alta temperatura (>260°C) e pH ácido, caso de alunita Na (originada em condições de maiores temperaturas frente a alunita K), topázio e diásporo, implicando em chances menos satisfatórias à prospeção metalífera em Chapi Chiara. Entretanto, como já sugerido ao prospecto de Au epitermal de alta sulfetação Cerro Millo (Hennig et al. 2008), distante aproximadamente 20 km a NE de Chapi Chiara e também inserido num paleo-estratovolcãdo composto por rochas dos Grupos Maure e Barroso e com zoneamento hidrotermal análogo, pode existir um potencial para mineralização do tipo pórfiro em maiores profundidades, ou mesmo associado com diorito (equivalente plutônico do andesito) como ocorre em San Antonio de Esquilache (Ag, Au e metais base), também

especialmente próximo e inserido no mesmo contexto dos paleo-estratovolcões do Mioceno-Plioceno desta região sul do Peru.

Agradecimentos

À Gold Fields Inc., em especial ao geólogo Francisco Azevedo, pelo suporte de campo, pelo acesso aos mapas geológicos e aos dados hiperespectrais, geofísicos, geoquímicos, de espectroscopia de reflectância e cessão do TerraSpec™, além do suporte e informações dados pelas geólogas Teresa Guevara, Shirley Custodio e Auri Morro Muñoz, e Mariela Reyes. À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pela cessão de bolsa de doutorado da primeira autora (processo 2011/00106-8) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelas bolsas de produtividade em pesquisa de A.P. Crósta e A.M. Silva. Aos Institutos de Geociências da Universidade Estadual de Campinas e da Universidade de Brasília pela infra-estrutura e acesso ao uso de laboratórios.

Referências

Appleton J.D., Ridgway J., Claros J., Gomez Caballero A., Rodriguez W., Villasenor M.G. 1988. Lithochemical exploration for silver mineralization in Bolívia, México and Peru. In: Silver – Exploration, mining and treatment. Inst. Min. Metall., 57-72.

Benavides-Cáceres V. 1999. Orogenic evolution of the Peruvian Andes: the Andean cycle. In: Skinner B.J. (ed.). Geology of ore deposits of the Central Andes. Society of Economic Geologists, Boulder, Colorado, 61-107.

Carlotto V., Quispe J., Acosta H., Rodríguez R., Romero D., Cerpa L., Mamani M., Diaz-Martínez E., Navarro P., Jaimes F., Velarde T., Lu S., Cueva E. 2009. Domínios geotectónicos y metalogénesis del Peru. Boletín de La Sociedad Geológica del Peru, 103: 1-89.

Cooke D.R., Simmons S.F. 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. Reviews in Economic Geology, 13: 221-244.

Godeas M., Litvak V.D. 2006. Indetificación e anomalías de amônio por espectrometría de reflectância: implicâncias para la exploración minera. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 61(3): 438-443.

Goovaerts P. 1997. Assessment of spatial uncertainty. In: Goovaerts P. (Ed.) Geostatistics for natural resources evaluation. London, Oxford University Press, 369-436.

Hedenquist J.W., Arribas A., Gonzalez-Urien E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. Reviews in Economic Geology, 13: 245-277.

Hennig D., Lehmann B., Burgess R., Tak M.A.N. 2008. Geology, geochemistry and 40Ar/39Ar ages of the Cerro Millo epithermal high-sulfidation gold prospect, southern Peru. Ore Geology Reviews, 34(3): 304-316.

Kruse F.A., Lefkoff A.B., Boardman J.B., Heidebrecht K.B., Shapiro A.T., Barloon P.J., Goetz A.F.H. 1993. The

Spectral Image Processing System (SIPS) - Interactive Visualization and Analysis of Imaging spectrometer Data. Remote Sensing of Environment, 44(2-3): 145-163.

Loayza D., Barreda J., Crósta A., Hedenquist J., Morche W. 2004. Late Miocene high sulfidation epithermal gold deposits of the Aruntani district, southern Peru. SEG 2004 – Predictive Mineral Discovery Under Cover, Perth, 1p.

Palácios O.M. 1995. Estratigrafia. In: Palácios O.M., Sánchez A.F., Herrera F.R. (Eds.) Geología del Peru, Boletín 55, Série A: Carta Geológica Nacional. Firmat S.A. – Editores & Impresores, Lima, 1ª ed., 45-86.

Ridgway J. 1991. Ammonium geochemistry in the search for hydrothermal gold deposit (II): final report to the Overseas Development Administration. British Geological Survey Technical Report WC/91/41, Overseas Geology Series.

Ridgway J., Matiny B., Gomez-Caballero A., Macias-Romo C., Villasenor-Cabral M.G. 1991. Ammonium geochemistry of some Mexican silver deposits. Journal of Geochemistry Exploration, 40(1-3): 311-327.

Ridgway J., Appleton J.D., Levinson A.A. 1990. Ammonium geochemistry in mineral exploration – a comparison of results from the American cordilleras and the southwest Pacific. Applied Geochemistry, 5(4): 475-489.

Rockwell B.W., Hofstra A.H. 2008. Identification of quartz and carbonate minerals across northern Nevada using ASTER thermal infrared emissivity data – implications for geologic mapping and mineral resource investigations in well-studied and frontier areas. Geosphere, 4(1): 218-246.

Sánchez A.F., León W.L. 1995. Rocas Igneas. In: Palácios O.M., Sánchez A.F., Herrera F.R. (Eds.) Geología del Peru, Boletín 55, Série A: Carta Geológica Nacional. Firmat S.A. – Editores & Impresores, Lima, 1ª ed., 87-130.

Santos A., Baumgartner R., Gaibor A. Dusci M., Azevedo F., Gradim R., Dunkley P., Den Boer D., Valer R. 2011. Geology and mineralisation of the Au-Cu-Ag Canahuire epithermal deposit, Chucapaca Project, southern Peru. In: Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA), 11 Biennial Meeting, Antofagasta, Abstracts, 4p.

Taylor E.B. 2007. Epithermal gold deposits. In: Goodfellow W.D. (Ed.). Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication n° 5, 113-139.

Vidal C.E. 2012. Exploración geológico-minera en Sudamerica y principales descubrimientos auríferos durante la década 2000-2010. Proceedings... XVI Peruvian Geological Congress & SEG 2012 Conference, Lima, 3p.

White N.C., Hedenquist J.W. 1995. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. SEG Newsletter, 23(1): 9-13.

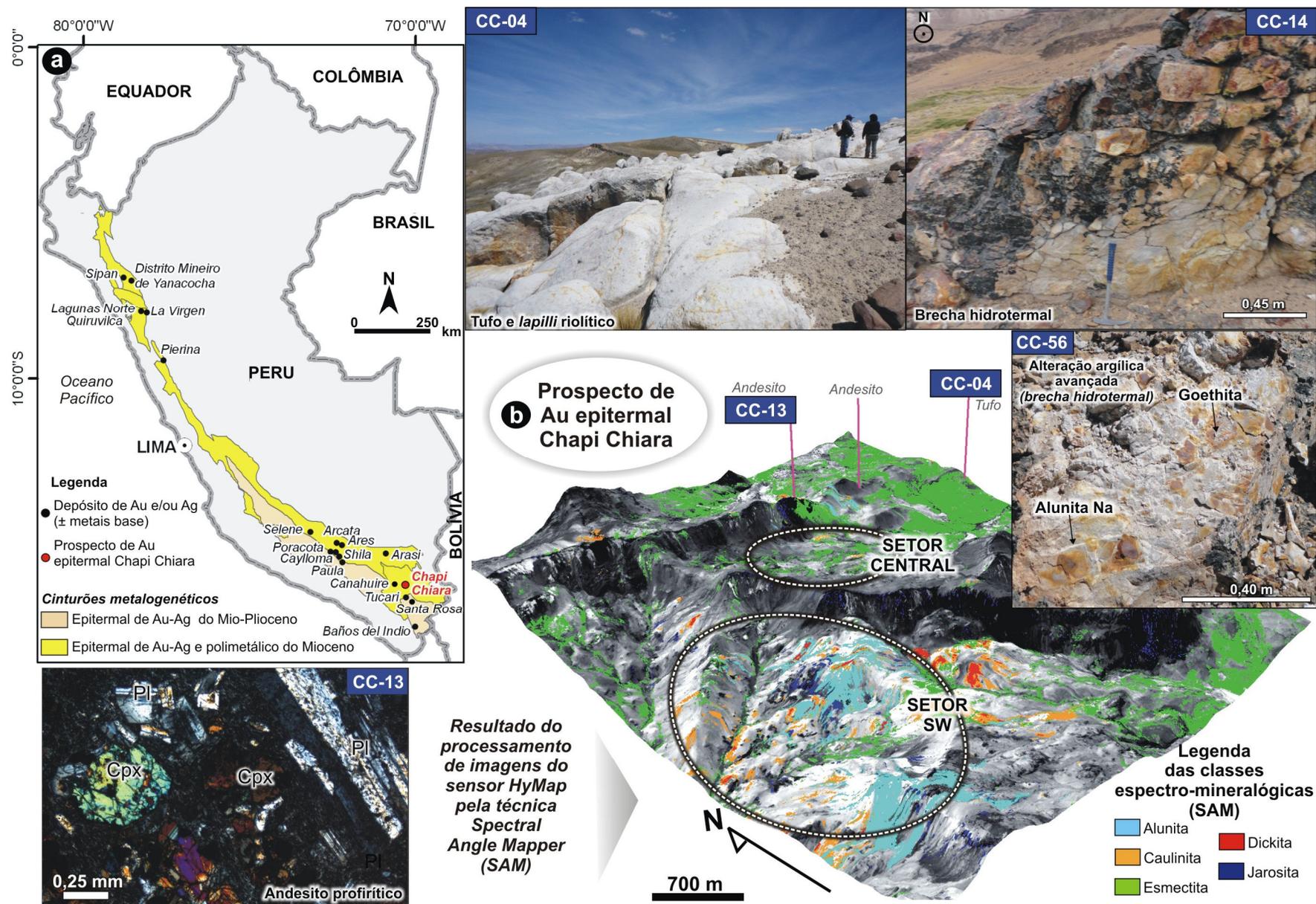


Figura 1. Localização do prospecto de Au epitermal Chapi Chiara no sul do Peru (a) e em imagens do sensor HyMap processadas pela técnica de classificação hiperespectral *Spectral Angle Mapper* (SAM) (b). Os setores central e SW, analisados com ênfase na Fig. 2, estão indicados na imagem do sensor HyMap, além de locais de amostragem de rochas vulcânicas (andesito e tufo) exemplificados por fotomicrografia (CC-13) e foto de afloramento (CC-04). A inserção dos pontos CC-14 (brecha hidrotermal/silicificação) e CC-56 (alteração argílica avançada: quartzo-alunita Na-topázio) está mostrada na Fig. 2. Cpx = clinopiroxênio, PI = plagioclásio.

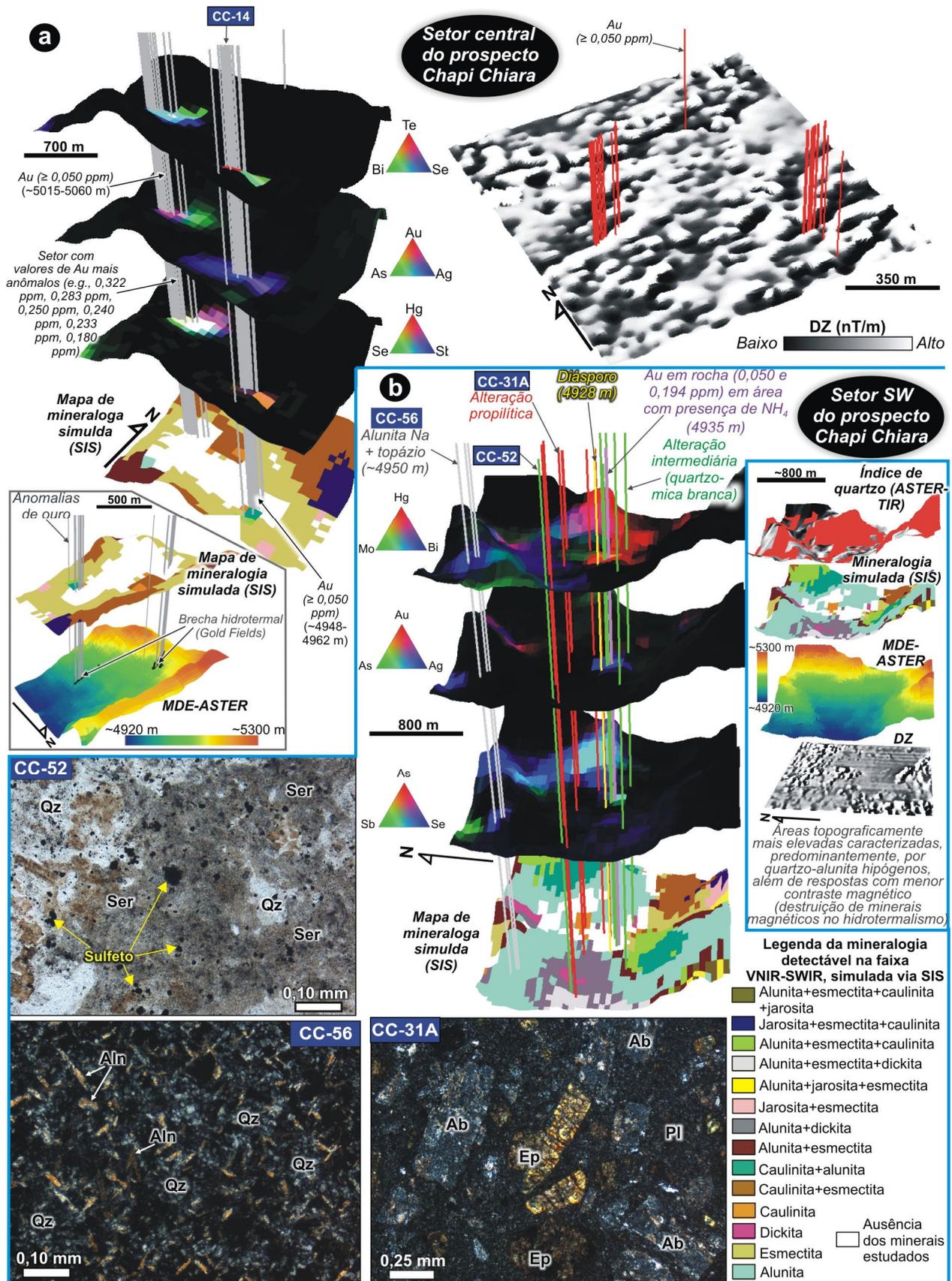


Figura 2. Detalhe dos setores central (a) e SW (b) do prospecto de Au Chapi Chiara a partir da integração de dados multifonte. Ab = albita, Aln = alunita, Ep = epidoto, Qz = quartzo, Ser = mica branca, Pl = plagioclásio.