

## Die drei österreichischen Gletscherinventare (1969 - 1998 - 2006)

ABERMANN, J.<sup>1,2</sup> & KUHN, M.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Austrian Academy of Sciences, Dr. Ignaz Seipel Platz 2,  
A-1010 Wien; jakob.abermann@uibk.ac.at;

<sup>2</sup> Institute of Meteorology and Geophysics, University of  
Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Gebirgsgletscher stellen einen bedeutenden Beitrag zum erwarteten Meeresspiegelanstieg dar. Ihre Ausdehnung und Änderungen sind daher notwendige Informationen um Folgen der Klimaänderungen abschätzen zu können. Bis heute sind weltweit nur etwa 54 % der mit Gletschern bedeckten Fläche inventarisiert worden.

Verglichen mit einer globalen Perspektive, ist die Vergletscherung in Österreich bescheiden bis vernachlässigbar (1998: 470 km<sup>2</sup>). Einzigartig jedoch ist unser Datenmaterial bezüglich räumlicher Ausdehnung und seiner zeitlichen Änderungen.

Die ersten beiden vollständigen Inventare der österreichischen Gletscher sind aus den Jahren 1969 und 1998 und wurden mittels Photogrammetrie erstellt. Eine LIDAR (Light Detection And Ranging)-Kampagne aus dem Jahr 2006 gab die solide Datenbasis für ein drittes Inventar. Etwa 40 % der österreichischen Gletscherfläche wurde bereits neu ausgewertet auf der Basis einer manuellen Gletschergrenzenableitungsmethodik, die Rauigkeitsänderungen von Hillshades hochauflösender Geländemodelle als Hauptinformation verwendet. Im Vergleich zu den Änderungsraten der Gletscherflächen, zeigen die berechneten Volumensänderungen deutlich stärkere, was als Indiz für eine Vergletscherung außerhalb eines stabilen Gleichgewichts gewertet wird.

In unserem Beitrag zeigen wir außerdem eine Möglichkeit, wie man mit einem einfachen Modell die beobachteten Flächen- und Volumensänderungen mit Änderungen in atmosphärischen Eingangsparametern zufriedenstellend modellieren kann. Die direkt glaziologisch gemessenen Massenbilanzen dienen als Verifikation. Korrelationskoeffizienten von 0.75 bis 0.88 wurden in unseren Analysen erreicht. Die Repräsentativität von direkt gemessenen Massenbilanzgletschern für Einzugsgebiete oder Gebirgsgruppen wird diskutiert.

### A thermodynamic activity-composition model for the Epidote group minerals and its petrological application

ABU-ALAM, T.S.<sup>1</sup> & GROSCH, E.G.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institut für Erdwissenschaften, Universität Graz,  
Universitätsplatz 2, 8010 Graz, Austria;  
tamer.abu-alam@uni-graz.at;

<sup>2</sup> Africa Earth Observatory Network (AEON) and the

Department of Geological Sciences, University of Cape Town,  
Rondebosch 7700, Cape Town, 7700, South Africa;  
geogene@gmail.com

Epidote minerals are formed in a wide variety of geological environments. Members of the epidote group crystallize in the monoclinic system with chemical formula  $X_2Y_3Z_3(O,OH,F)_{13}$ . Zoisite is an orthorhombic polymorph of clinozoisite. The end-members of the group are formed due to ionic exchanges in the X and Y positions. The X position is filled by divalent cations, whereas the Y position is filled by trivalent cations. Despite the geological importance of this mineral group, a recent thermodynamic solid-solution activity model to explain the behavior of the group end-members in response to changes in physico-chemical conditions does not exist. We propose a new ideal activity-composition model for the epidote group. In this model, the M2 site contains only  $Al^{3+}$  and  $Fe^{3+}$  and  $Mn^{3+}$  prefer to substitute the  $Al^{3+}$  in the M3 site rather than the M1 site according to the following substitutions:  $Fe^{3+} [M3 \text{ and } 1] \rightarrow Al^{3+} [M3 \text{ and } 1]$  or  $Mn^{3+} [M3 \text{ and } 1] \rightarrow Al^{3+} [M3 \text{ and } 1]$ . According to the model, the activity of the end-members can be calculated as:

$$a_{\text{clinozoisite}} = (X_{Ca})(X_{Al3})(X_{Al1}),$$

$$a_{\text{epidote}} = (X_{Ca})(X_{Fe3^{3+}})(X_{Al1}),$$

$$a_{\text{piemontite}} = (X_{Ca})(X_{Mn3^{3+}})(X_{Al1}),$$

$$a_{\text{ferriepidote}} = (X_{Ca})(X_{Fe3^{3+}})(X_{Fe1^{3+}}),$$

$$a_{\text{manganipiemontite}} = (X_{Ca})(X_{Mn3^{3+}})(X_{Mn1^{3+}}) \text{ and}$$

$$a_{\text{Mn}^{2+}\text{-manganipiemontite}} = (X_{Mn^{2+}})(X_{Mn3^{3+}})(X_{Mn1^{3+}}).$$

In which,  $X_{Ca}$  and  $X_{Mn^{2+}}$  are the mole fractions of Ca and  $Mn^{2+}$  in the A1 site, respectively;  $X_{Al3}$ ,  $X_{Fe3^{3+}}$  and  $X_{Mn3^{3+}}$  are the mole fractions of Al,  $Fe^{3+}$  and  $Mn^{3+}$  in the M3 site, respectively; and  $X_{Al1}$ ,  $X_{Fe1^{3+}}$  and  $X_{Mn1^{3+}}$  are the mole fractions of Al,  $Fe^{3+}$  and  $Mn^{3+}$  in the M1 site, respectively. Pseudosection modeling shows that substitution process between  $Fe^{3+}$  and  $Al^{3+}$  in the M3 and the M1 sites is sensitive to pressure which suggests using epidote composition and application of the new activity composition model in geobarometry.

### Strain caps formation mechanism

ABU-ALAM, T.S. & STÜWE, K.

Institut für Erdwissenschaften, Universität Graz,  
Universitätsplatz 2, 8010 Graz, Austria;  
tamer.abu-alam@uni-graz.at; kurt.stuewe@uni-graz.at

Strain caps are one of a series of microstructures that typically form during deformation of a softer matrix around hard objects. However - in contrast to other microstructures around porphyroblasts, for example pressure shadows - strain caps are barely described outside their original definition. Here we describe strain caps with particular focus on strain caps associated with growth of a new phase, not elsewhere present in the paragenesis. This feature is

rare but not unique: Examples from foliated, amphibolite facies, metapelitic schists from Alaska, Sinai and Bhutan all show chlorite growth exclusively in strain caps formed around porphyroblasts. Porphyroblasts around which the strain caps grow are muscovite, staurolite and garnet, respectively. In all of these examples strain caps formed synkinematically, but the chlorite grew statically at a later stage. Three mechanisms can explain the formation of new phases in the strain cap region: (a) the strain cap region may have experienced different *P-T* conditions from the matrix; (b) the strain cap region has a different effective bulk composition from the surrounding matrix; (c) fluid flow that is preferentially focused parallel to the foliation planes causing only local adjustment to retrograde metamorphism in the strain cap region. We show that the third hypothesis is the most preferable mechanism. Indeed, the absence of chlorite outside the strain cap region allows a quantification of the amount of fluid that infiltrated the rock. It is shown that about 6 mole% more water must have been added to the rock during fluid infiltration to cause the strain cap formation.

### Proterozoic Evolution of the Najd Fault System

ABU-ALAM, T.S. & STÜWE, K.

Institut für Erdwissenschaften, Universität Graz,  
Universitätsplatz 2, 8010 Graz, Austria;  
tamer.abu-alam@uni-graz.at; kurt.stuewe@uni-graz.at

Towards the end of the Pan-African tectonic evolution, one of the largest Proterozoic shear zone systems on Earth - Najd Fault System - exhumed a series of basement domes within the Arabian-Nubian Shield. The Najd Fault System is about 2000 km long and 400 km wide and strikes NW-SE from Egypt across Sinai into Saudi Arabia. Each of the about 20 basement complexes exhumed along its length is several tens of km long. Curiously the exhumation processes vary between the few basement domes that have been studied so far: Those in the Eastern Desert of Egypt exhumed as extensional core complexes, while the Feiran complex of Sinai exhumed in a transpressive setting. We aim to study a representative suite of basement complexes from the entire Najd Fault System in order to understand the overall process that controls the exhumation of the basement complexes. We shall test three hypotheses that can explain the different mechanisms in different regions: (a) The basement complexes may be in different orientations relative to the principal stresses of the Najd Fault System. This will be tested using structural mapping in the field. (b) Different basement complexes may be exhumed from different depths so that different vertical normal stresses cause a reversal of the second and third largest principal stress. This will be tested by determining metamorphic formation pressures and constructing metamorphic *P-T* paths. (c) Different complexes may have been exhumed at slightly different times reflecting a change in the stress regime towards the end of the Pan-African. This will be tested using geochronology. Particular focus will be on the final exhumation of all complexes to the

surface as earlier studies have shown that the principal phase of exhumation in the Najd Fault System terminated at 15 km depth. This part of the evolution is completely unknown and temporally unconstrained.

In order to test these three hypotheses we will study three basement complexes within Saudi Arabia which have not been studied: The Qazaz, the Hamadat and the Wajiyah metamorphic complex. Our choice of complexes is based on geological features allowing the testing of our working hypotheses and on their logistical accessibility.

### Das Molasse-Profil im Raum Bregenzer Wald und Westallgäu: Hinterland-wandernde Überschiebungssequenz bei der Schuppenstapelung

AICHHOLZER, S.<sup>1,2</sup> & ORTNER, H.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck;

<sup>2</sup> Amt der Tiroler Landesregierung, Abt. Allg. Bauangelegenheiten, Herrngasse 3, A-6020 Innsbruck

Die Molassezone bildet einen ca. 1000 km langen Saum am Nordrand des alpinen Orogens und erstreckt sich von der Schweiz südwestlich des Genfer Sees über Deutschland bis hin nach Österreich an das E-Ende der Alpen. Sie untergliedert sich in die autochthone Vorlandmolasse, die sich nach N bis in das Donautal erstreckt, und in die allochthone Subalpine Molasse, die im S an die helvetischen und penninischen Decken grenzt. Die Subalpine Molasse bildet die nördlichste und jüngste tektonische Einheit des alpinen Orogens. Im Arbeitsgebiet liegt sie als ENE-WSW streichender imbrikierter Stapel aus mehreren Schuppen und ein einer Synklinale vor. Von N nach S sind das im Westallgäu die Hauchenbergschuppe, die Salmaser Schuppe, die Hornschuppe und das Steineberg-Synklinorium. Da sich die Schuppen von N nach S gegenseitig abschneiden nimmt ihre Anzahl nach SW hin ab und im Untersuchungsgebiet streichen nur mehr die letzten drei genannten Einheiten an der Oberfläche aus. Im Norden grenzt an die Subalpine Molasse die sogenannte Aufgerichtete Molasse, die den tektonisch aufgestellten Bereich der autochthonen Vorlandmolasse darstellt.

Das bilanzierte Profil beruht auf der Interpretation mehrerer schräg und parallel zueinander verlaufender Seismiken und wurde in Kombination mit gesammelten Oberflächendaten aus eigenen Geländebegehungen sowie aus bestehendem Kartenmaterial zu einem vollständigen Profil zusammengeführt. Durch die Rückverformung des Profils können drei Phasen der Überschiebungstätigkeit unterschieden werden:

- 1) Bildung einer Triangelzone aus dem helvetisch-penninischen Deckenstapel der sich als intrakutaner Überschiebungskeil in die Untere Meeresmolasse hinein rammt und damit die Anlage der Steineberg-Synklinale bewirkt. Anschließend folgt gemeinsam der Transport über die zukünftige Salmaser Schuppe bzw. Hornschuppe.
- 2) Schuppenstapelung in der nördlichen Triangelzone im Übergangsbereich der Subalpinen Molasse zur autoch-