

Preliminary remarks on the genesis of carbonates and coelestine in the hypersaline Qaidam basin, China

F. Neubauer¹, Y. Liu², A.-V. Bojar³, M. Thöni⁴, G. Friedl¹, J. Genser¹, X. Ge², G. Wu⁵

¹ *Inst. of Geology and Paleontology, Univ. of Salzburg, A-5020 Salzburg, Austria;* ² *Faculty of Earth Sciences, Jilin Univ., 130061 Changchun, China;* ³ *Inst. of Geology and Paleontology, Univ. of Graz, A-8010 Graz, Austria;* ⁴ *Inst. of Geology, Vienna University, A-1090 Vienna, Austria*
⁵ *Qinghai Oil Company, 736202 Qilizhen, Gansu Province, China*

The nonmarine, hypersaline Qaidam basin of Western China comprises a ca. 6–16 km thick fill which is dominated by Oligocene to recent clastic rocks. Because of nearly entirely endorheic drainage, the infilling history is governed by erosion of surrounding mountain belts (Altyn, Kunlun, Qilian), climate and tectonic evolution. An increasing aridity trend has been reported throughout the lake history. Superimposed on this trend, hypersaline and terrestrial stages have been documented. Marls are common in the lake floor facies. A carbonate content of up to 30 percent is estimated for the lake floor facies.

Distinct cm- to several meter thick limestone layers are intercalated within Oligocene to Pliocene levels. These are mostly oolites deposited in prodelta regions. Oxygen isotopic composition of limestones of mainly the Shizigou section range from $\delta^{18}\text{O}$ -4.0‰ (PDB) in the Upper Oligocene Xiaganchaigou Formation to -7.6‰ in the Pliocene Xiayoushashan Formation. These increasingly negative isotopic composition values may reflect increasing aridity, respectively temperature and maybe also precipitation at higher elevations in surrounding mountains. The $\delta^{13}\text{C}$ values (PDB) display an even larger variation from -6.0‰ in the Oligocene Xiaganchaigou Formation to -1.1‰ in the Pliocene Xiayoushashan Formation. The shift in the carbon isotopic composition can be related to the increasing aridity condition which had induced changes in the vegetation pattern in the area surrounding the basin.

Coelestine was deposited in the basin center facies of the Pleistocene Qigequan Formation. At the Dafengshan mine, coelestine forms several decimeter to meter thick layers overlying a marl which is rich in bivalve shells. Coelestine layers display framboidal depositional fabrics with radial needles and plates of coelestine. Post-depositional mobilization resulted in formation of epigenetic subvertical, NNE-trending, ca. 1–3 decimeter thick extensional veins which are filled with coelestine, too. This coelestine veins formed during regional SSW-NNE compression, consistent with basin-scale structures.

Strontium isotopic compositions of the limestones and coelestine from the Dafeng deposit have been measured on unspiked samples because these should represent a perfect mixture between various sources in surrounding mountain belts due to endorheic drainage. Miocene limestones from the Shizigou section gave $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of 0.711578 ± 0.000006 to 0.711679 ± 0.000008 . Samples from syn- and epigenetic coelestine from the Pleistocene Dafeng deposit yield values of 0.711414 ± 0.000005 and 0.711418 ± 0.000006 , respectively, which show (1) the same composition for these two textural types and (2) slightly lower values than those from limestones. Strontium isotopic ratios are much higher than strontium isotopic compositions of Neogene and Pleistocene seawater and reflect, therefore, the erosion of relatively old continental crust.

Die Unterscheidung von Rutschfalten und tektonischen Falten - Beispiele aus alpinen synorogenen Ablagerungen

H. Ortner

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, 6020 Innsbruck

Wenn es möglich ist, Rutschfalten und frühe tektonische Falten zu unterscheiden, ist es möglich, durch Datierung der Sedimente direkt die Verformung zu datieren. An zwei Beispielen sollen die Unterschiede von direkt tektonisch induzierter Verfaltung und Rutschfaltung aufgezeigt werden.

Oberkretazische synorogene Klastika am Muttekopf (Lechtaler Alpen, Tirol) wurden während der Auffaltung in der frontalen Synklinale eines Synklinal-Antiklinal-

Systems über einer blinden Überschiebung abgelagert, was durch mehrere progressive Diskordanzen in der Sedimentabfolge dokumentiert ist (Ortner, 2001). Durch die Aufkippung des südlichen Schenkels kam es zu Rutscherscheinungen im weichen Sediment. An Zweigüberschiebungen zu der blinden Überschiebung, die in die syndeformative Sedimentabfolge hineinreichen, kam es zur Verkürzung und Faltung in den noch nicht vollständig verfestigten Ablagerungen. Meter bis Zehner-

meter große Rutschfallen treten meist in oben und unten planar begrenzten Lagen auf, wobei Falten innerhalb des Horizonts oben und/oder unten gekappt sein können. Antithetische Flexur der Schichten über solchen Rutschhorizonten zeigt das Abgleiten von großen Schollen von Sediment an. Die Achsenebenen der Falten sind meist stark geneigt oder parallel zur Schichtung, die Richtungen der Achsen und die Vergenzen streuen stark. Nur selten wurden Rutschfallen mit vertikalen Achsenebenen beobachtet. Tektonische Falten mit Amplituden im Zehnermeterbereich haben gleichmäßig einfallende Achsenebenen, die in die Richtung der zugehörigen Aufschiebung geneigt sind. Die Faltung betrifft Zehner bis 100er Meter mächtige Gesteinspakete. Es treten keine trunkierten Falten auf, und der schichtparallele Versatz, der die Faltenbildung verursacht, wird in den Falten kompensiert. Im Kleinbereich ist der frontale Schenkel von Antiklinalen über blinden Aufschiebungen meist sehr stark verdickt, was in Sandsteinlagen durch Imbrikation erreicht wird, in Brekzienlagen durch penetrative Scherung, die wegen der fehlenden Lithifizierung nicht zur Ausbildung einer Schieferung führt.

Oligozäne synorogene Klastika im Unterinntal (Tirol) wurden ebenfalls gleichzeitig mit Überschiebungsaktivität abgelagert. Rutschfallen treten in der Abfolge nur untergeordnet als deformierte ball-and-pillow Strukturen auf. Tektonische Verkürzung zeigt dagegen ein großes Spektrum an Strukturen. Hangend einer Scherzone sind bei zunehmender Verformung und zunehmender Verfestigung folgende Strukturen ausgebildet: Mullionstrukturen, blinde Aufschiebungen mit Faltung innerhalb von Sandsteinbänken, dachziegelartige Stapelung von Sandsteinbänken an hydroplastischen Störungsflächen, intrafoliale Falten in Scherzonen. Nach der Lithifizierung werden 10er bis 100er Meter große Falten coaxial mit den Kleinstrukturen ausgebildet.

Das wesentliche Unterscheidungsmerkmal von Rutschfallen und tektonischen Falten ist die Orientierung der Achsenebenen der Falten, die bei Rutschfallen sehr stark streut, während sie in tektonischen Falten gleichmäßig in eine Richtung fällt. In verrutschten Sedimentkomplexen sollten neben verkürzenden auch dehnende Bereiche überliefert sein.

Ortner, H., 2001: *Int. J. Earth Sci.*, 90, 727-739.

Palynological, sedimentological and organic facies investigations of the Gokarna Formation (Pleistocene, Kathmandu basin, Nepal)

K.N. Paudyal, Ch.-Ch. Hofmann

Paläontologisches Institut, Universität Wien, Austria

During Late Pleistocene times the northern part of the Kathmandu basin underwent subsidence with active tectonic uplift in the footwall, which resulted in rapid deposition of coarse clastic sediments in the basin. 42 samples of the approximately 27 m thick Gokarna Formation have been investigated to elucidate the relationship between pollen zones (TILIA 1.07) and organic and sedimentological facies. The Gokarna Fm is characterized by rapid changes from low-energy lacustrine deposition of clays and silty clays to high energy coarse alluvial clastics (major coarse-clastic events = MACE and successions of minor less coarse-clastic events = MICE). The organic facies can be broadly classified into three organic facies types. The most frequent is Organic Facies type II (GOF II) with its dominance of woody material, which can be correlated with allochthonous input of woody tissue of higher plants. Organic Facies type I (GOF I) is characterized by the dominance of fern spores. This unusual organic facies type can be explained by a combination of taphonomical biases and local vegetation. Organic facies type III (GOF III) is characterized by the occurrence of rootlets and reflects sub-aerial exposure of the lacustrine/alluvial succession (ca. 21 to 8.2m). Six pollen zones (GOK 1 to GOK 6) were obtained by using the TILIA 1.07 program,

but only the first pollen zone (GOK 1 zone; with very little woody angiosperms, lots of woody gymnosperms, medium amounts of ferns, herbs and Poaceae) in the lowermost part of the section (27 to 22 m), which includes the first and largest MACE, differs considerably from all the other pollen zones (GOK 2 to GOK 6: lots of woody angiosperms, few gymnosperms, a significant amount of fern spores, and a gradual increase of herbs and Poaceae towards the top) and evidences a change in zonal vegetation. These pollen zones are based on strongly taphonomically influenced palynomorph assemblages, where it is not clear if the assemblages reflect the changes of the zonal vegetation or changes in the depositional environment. It can be only stated that the boundary between the GOK 1 zone and the following GOK 2 to GOK 6 zones is corroborated by the boundary between the GOF II and GOF III and the termination of the first MACE (all at 22m). It is difficult to distinguish the pollen zones in the middle part of the succession, where phases of subaerial exposures resulted in the development of local vegetation (grasses, herbs, ferns) and therefore these pollen assemblages reflect changes in local azonal vegetation and not changes in the zonal vegetation.