

Die Geologie in der Umgebung des Grand Ballon (Elsass, NE-Frankreich)

Marc Krecher

Stichwörter

Grand Ballon, Geologie, Devono-Karbon, Tektonik, Sedimentologie, Sandsteine, Turbidite, Herkunftsanalytik

Zusammenfassung

Das Grundgebirge in der Umgebung des Grand Ballon im „Parc Régional des Ballons des Vosges“ (NO-Frankreich) besteht aus Sedimentgesteinen und Graniten. Das Alter der Gesteine reicht vom Oberdevon bis ins höhere Unterkarbon, also von ca. 370 Millionen Jahren (m.a.) bis ca. 335 m.a. vor heute. Es handelt sich vor allem um feldspatreiche Sandsteine, die im Wechsel mit Ton- und Siltgesteinen die Gesteinsabfolge der Markstein Gruppe aufbauen. Diese Abfolge wird von einem Störungssystem durchsetzt, das sich überwiegend noch vor der Platznahme der granitischen Magmen herausgebildet hat. Durch petrographische und geochemische Gesteinsanalysen wird deutlich, dass heute nicht mehr anstehende granodioritische Plutone einst tiefgreifend erodiert und die dabei entstandenen klastischen Sedimente in einem angrenzenden, tiefen Meeresraum abgelagert wurden. Die Analysedaten der Sandsteine deuten auf einen aktiven Kontinentalrand als Liefergebiet hin, entlang dem ein Abtauchen ozeanischer Kruste stattgefunden hat. Anhand der Kornzusammensetzungen kann zudem ein episodisch auftretender Vulkanismus nachgewiesen werden, der zunächst basaltischer, später dann dazitischer Natur war. Dieser jüngere Dazitvulkanismus ist auch im höheren Unterkarbon des südlichen Schwarzwaldes weit ver-

Anschrift des Verfassers:
Dr. Marc Krecher, Ludwig-Heilmeyer-Weg 6, 79111 Freiburg
E-Mail: marc.krecher@neptun.uni-freiburg.de

breitet. In Verbindung mit den unter sehr hohen Drücken und Temperaturen entstandenen Granulitgesteinen beider Mittelgebirgsmassive deuten die geochemischen Besonderheiten des Dazitvulkanismus auf eine sehr dicke kontinentale Kruste hin, so wie sie heute nur von Kollisionsorogenen oder aber von langlebigen aktiven Kontinentalrändern, wie z.B. den Anden, bekannt ist.

Mit der Deformation im Zuge der Variszischen Gebirgsbildung wurden die Gesteinsschichten gefaltet, steil gestellt, teilweise auch überkippt und unter Druck gegeneinander geschert. Dadurch hat sich eine typische Großstruktur herausgebildet, die auch als „Blumenstruktur“ bezeichnet wird. Südlich der Linie Grand Ballon – Le Markstein kam es durch die großen Seitenverschiebungen zu der heute erkennbaren Nachbarschaft zwischen den tiefmarinen Ablagerungen der Markstein Gruppe und den dort flachmarinen Schichtfolgen der südlich sich anschließenden Oderen Gruppe. Erst danach drangen die Magmen des Goldbachgranits und des Granits von Metzeral aus großer Tiefe in die Sedimentgesteine ein. Mit dem Ende der kompressiven Deformation kam es zu Entspannungsbewegungen, in deren Zuge die südlichen Vogesen und Teile des Südschwarzwaldes in das darunter liegende Kristallingestein einbrachen und so der Erosion entkommen konnten.

The geology of the Grand Ballon area (Alsace, NE-France)

Key Words

Grand Ballon, Geology, Devonian-Carboniferous, Tectonics, Sedimentology, Turbidite sandstones, Provenance analysis

Abstract

The basement of the Grand Ballon area in NE-France (“Parc Régional des Ballons des Vosges” Alsace) consists of sedimentary rocks and granites of Upper Devonian (ca. 370 m.a. BP) to Lower Carboniferous (ca. 335 m.a. BP) age. Feldspar rich sandstones, which belong to the Markstein Group, are the main lithology, alternating with silt- and mudstones. Sedimentary facies analysis accounts for a deep-marine basin in which the erosional products of a rising source area accumulated as suspensions flow and debris flow deposits. Based on the petrography of the sandstones it can be shown, that the hinterland was composed of granodiorites and a volcanic cover. The trace element patterns and major element ratios resulting from geochemical analysis of the sandstones give evidence for an active margin tectonic setting, where oceanic crust has been subducted beneath the continental crust. The sedimentary successions are transected by a fault-pattern, which developed before the emplacement of the granite bodies.

Sandstone-lithoclasts of the lower sedimentary units in the Markstein Group point to a mafic volcanism, changing with time to a dacite volcanism in younger sedimentary successions. Dacite volcanic rocks are likewise widespread in the late Lower Carboniferous of the southern Schwarzwald and show a conformable trace element pattern. In combination with the occurrences of high pressure and high temperature granulites in the central crystalline areas of the Schwarzwald and Vosges mountains, the geochemical characteristics are interpreted as derived from magmatic processes in an overthickened crust. Similar rock attributes occur in dacites of the Andes, where long-lasting subduction processes led to an exceptional thickening of the active margin crust, but also in andesites and dacites on high plateaus of large collisional orogens like the Himalaya.

Still in the late Lower Carboniferous, compressive tectonic processes shaped the main structure of the Grand Ballon area, showing folded, overturned and steep dipping sedimentary successions. On a large scale, the structural analysis revealed a dextral-transpressive strike-slip faulting forming a "positive flower structure" in the vicinity of the Grand Ballon. Tectonic movements along the main strike-slip fault between the Grand Ballon and Le Markstein are responsible for the present-day juxtaposition of deep-marine sedimentary rocks of the Markstein Group and deltaic successions of the upper Oderen Group. After transpressive faulting has ceased, granitic magmas intruded along the main faults, near Metzeral and Goldbach. Extensional processes at the end of the Variscan orogenesis led to the lowering of the sedimentary and magmatic cover rocks into the crystalline basement, being protected against the erosional processes which were active during Upper Carboniferous times. These rocks now constitute the landscape of the southern Schwarzwald, between Badenweiler and Lenzkirch, and of the Grand Ballon area in the Southern Vosges.

La géologie des environs du Grand Ballon (Alsace, NE-France)

Mots clé

Grand Ballon, Géologie, Dévonien-Carbonifère, Tectonique, Sédimentologie, Grès turbiditiques, Analyse de provenance

Résumé

Le socle des environs du Grand Ballon dans le "Parc des Ballons des Vosges (NE-France)" est constitué de roches sédimentaires et de granites. L'âge des roches s'étend du Dévonien supérieur au sommet du Carbonifère inférieur, c'est à dire de 370 Ma à 335 Ma. B.P. Il s'agit avant tout de Grès riches en feldspaths, alternant avec des argiles et des siltites. L'ensemble lithologique constitue "le groupe du Markstein". Cet ensemble est affectée par un accident tectonique, qui s'est produit avant la mise en place des magmas granitiques.

L'analyse pétrographique et géochimique des roches sédimentaires montre clairement qu'un pluton granodioritique a été autrefois profondément érodé et que les produits clastiques en dérivant se déposaient en bordure d'un domaine marin profond. En plus, l'analyse des caractéristiques des grès prouve une marge continentale active servant de zone nourricière, le long de laquelle la croûte océanique s'enfonce par subduction. A cela peut en outre s'ajouter un épisode de volcanisme d'abord basaltique, mais qui évolue au cours du temps vers un pôle dacitique. Celui ci se retrouve aussi jusque dans la partie supérieure du Carbonifère inférieur du sud de la Forêt Noire.

En relation avec la présence de Granulites de très fortes pressions et températures dans les parties moyennes des Vosges et de la Forêt Noire, les particularités géochimiques du volcanisme dacitique indiquent une très forte épaisseur de la croûte continentale. Une telle épaisseur peut être observée actuellement dans les orogénèses de collision (Himalaya) ou dans les bordures continentales qui restent longtemps actives, comme par ex. les Andes.

Tout au long de l'édification de la chaîne varisque, les déformations fracturent les couches qui sont fortement redressées, en partie basculées et sous la pression, écrasées les unes contre les autres.

Ainsi se met en place une structure majeure, décrite sous l'appellation, "structure fleur" Au sud de la ligne Grand Ballon – Le Markstein ce grand décrochement est responsable du contact, visible de nos jours, entre les dépôts marins profonds et les dépôts deltaïques de la partie supérieure du groupe d'Oderen.

Aussitôt après, les magmas du Granite de Goldbach et celui de Metzeral, d'origine profonde, font intrusion dans les couches sédimentaires. A la fin des déformations compressives se produit une phase de relâchement, au cours de laquelle les roches sédimentaires et magmatiques de la couverture sont abaissées et se retrouvent au sein du socle cristallin sous-jacent, elles sont ainsi protégées de l'érosion. Ces roches déterminent de nos jours les paysages des Vosges du sud et d'une partie de la Forêt Noire.

1. Einleitung

Die Formung des paläozoischen Grundgebirges, welches große Teile des Schwarzwaldes und der Vogesen aufbaut (Abb. 1), hat vor allem in der Zeit der Variszischen Gebirgsbildung stattgefunden. Mit dem Einbruch des Oberrheingrabens im Känozoikum ist ein Teil dieses Grundgebirges auf ca. 40 km Breite mit in die Tiefe versenkt worden, so dass heute die räumlich-zeitliche Verbindung von Gesteinseinheiten zwischen den beiden Mittelgebirgen erst rekonstruiert werden muss.

Ein neuer Ansatz dazu wurde bereits in einer früheren Veröffentlichung dargestellt (KRECHER 2003). Durch detailliertere Untersuchungen können die früheren Vorstellungen teilweise bestätigt und durch weitere Erkenntnisse ausgebaut werden (KRECHER 2006). Im vorliegenden Beitrag wird die geologische Bedeutung des Gebietes um den Grand Ballon (Elsass, NO-Frankreich) hervorgehoben und bezüglich seiner sedimentologischen, herkunftsanalytischen und tektonischen Entwicklung dargestellt. Daraus ergeben sich auch

Die Geologie in der Umgebung des Grand Ballon (Elsass, NE-Frankreich)

Geologische Übersichtskarte des Variszikums von Vogesen und Schwarzwald

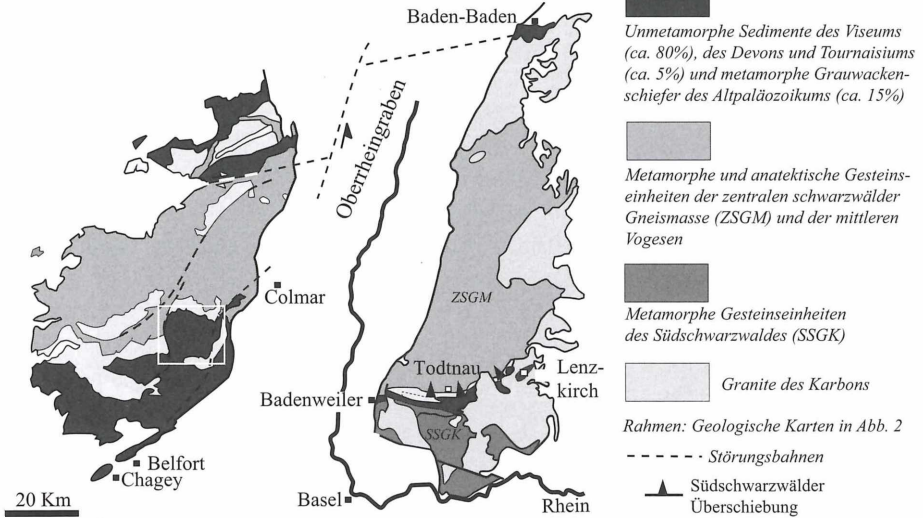


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte vom Grundgebirge im Schwarzwald und in den Vogesen

neue Erkenntnisse über die räumlich-zeitliche Verbindung sowohl mit den Gesteinen der Badenweiler-Lenzkirch-Zone (BLZ) im Südschwarzwald als auch mit den Gneisen und Graniten der zentralen Mittelgebirge.

Das landschaftlich faszinierende Gebiet um den Grand Ballon ist eines der beliebtesten Touristenziele in der gesamten oberrheinischen Region. Mit der vorliegenden Arbeit soll der Leser einen Einblick in die ebenso faszinierende Geologie dieses Gebietes erhalten.

2. Grundlagen

In der geologischen Karte (Abb. 2) ist die Verbreitung der anstehenden Gesteine im betrachteten Gebiet dargestellt. Vom Grand Ballon ausgehend erstreckt sich nach Norden und Nordwesten ein fast 100 km² großes Areal, welches ganz überwiegend von sandigen, z.T. aber auch von feinkörnigeren, tonreichen Sedimentgesteinen aufgebaut wird. Wegen seiner lithologischen Homogenität wird dieses Areal als „Marksteinbereich“ bezeichnet (MAASS 1988) und die Gesteine, die den Bereich aufbauen, der „Markstein Gruppe“ zugeordnet (KRECHER 2003). Die Grenze zu den südwestlich sich anschließenden, mehr feinkörnigeren Sedimentgesteinen der „Oderen Gruppe“ verläuft zunächst etwas unterhalb der sogenannten Kammstraße, der „Route des Crêtes“, zwischen dem Grand Ballon und Le Markstein. Bei Le Markstein zweigt die Grenze vom Verlauf der Straße ab und führt in Richtung auf den Lac du Wildenstein zu. Die Sediment- und Vulkanitgesteine der Oderen Gruppe sind in KRECHER (2006) sehr detailliert beschrieben und werden hier nicht weiter behandelt. Im betrachteten Gebiet handelt es sich dabei um sturm- und wellendominierte Deltaablagerungen. Südlich des Grand Ballon durchdringt der Goldbachgranit beide

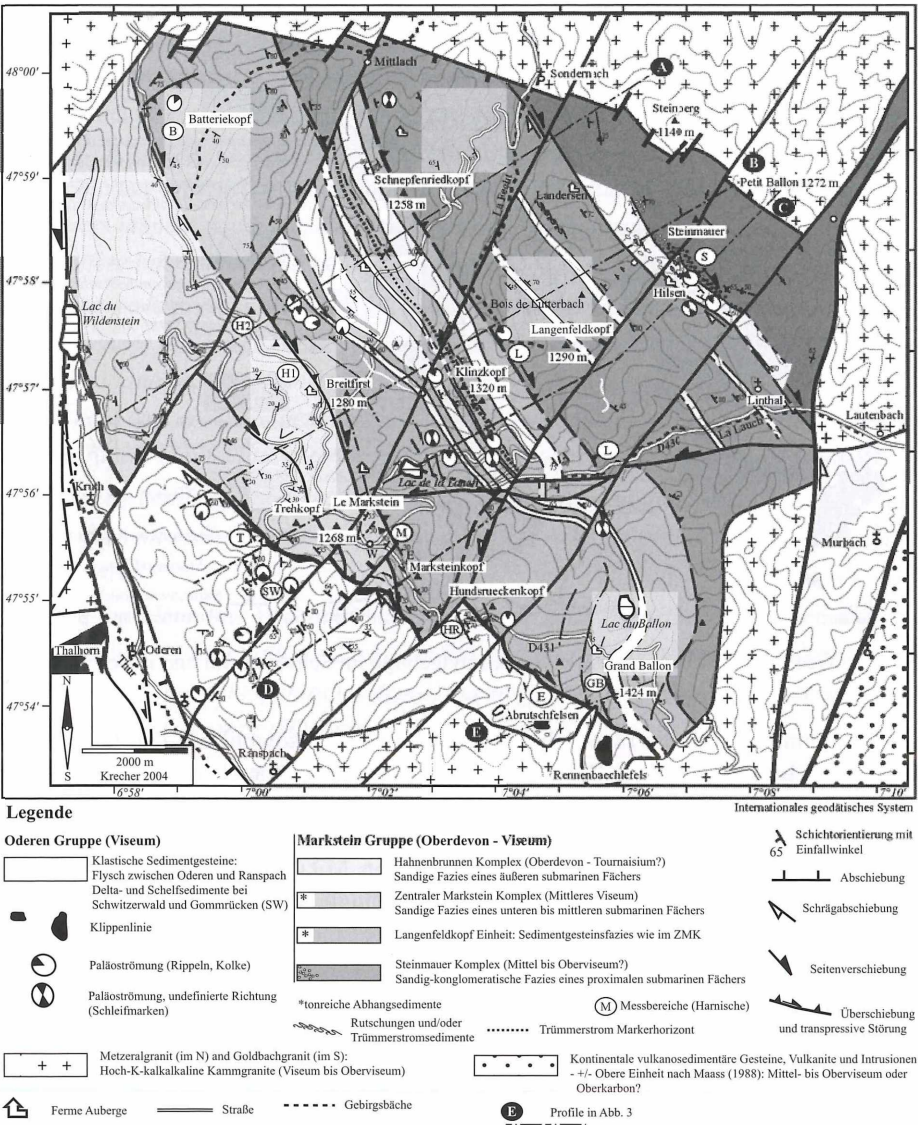


Abb. 2: Darstellung der geologischen Kartierung in der Umgebung des Grand Ballon (Elsass, NO-Frankreich)

Gesteinseinheiten und wird weiter östlich von einer ca. N-S verlaufenden tektonischen Störung um mehrere Kilometer nach NNO versetzt. Der sehr ähnlich zusammengesetzte Granit von Metzeral verläuft im Norden des Marksteinbereiches diskordant zur tektonischen Strukturierung des betrachteten Gebietes und trennt die Sedimentgesteine von den Graniten und Gneisen der Mittelvogesen, die in tieferen Krustenstockwerken bei hohen Drücken und Temperaturen entstanden sind.

Im Kristallin der Vogesen und des zentralen Schwarzwaldes finden sich eine Reihe von Gesteinen, die für die paläogeographische Rekonstruktion der Mittelgebirge zur Zeit des Devons und des Karbons von besonderer Bedeutung sind. In den proterozoischen bis altpaläozoischen Gneisen sind lokal z.B. Eklogite als kleine Scherkörper aufgeschlossen. Die vermutlich ordovizischen Ausgangsgesteine der Eklogite werden als Ozeanbodenbasalte interpretiert. In Folge des Abtauchens dieses Ozeanbodens („Subduktion“), was zwischen dem Devon und dem höheren Unterkarbon (vor ca. 343 m.a.) stattfand, wurden die Basalte unter hohem Druck in Eklogit umgewandelt (= „Gesteinsmetamorphose“) (CHEN ET AL. 2003, KALT ET AL. 2000). Darüber hinaus treten in beiden Mittelgebirgen Granulite auf, die ebenfalls unter sehr hohen Drücken und Temperaturen, also in großer Krustentiefe gebildet werden. Anhand petrologischer Untersuchungen und radiometrischer Datierungen konnte für das zentrale Grundgebirge im höheren Unterkarbon (vor ca. 335 m.a.) diese sehr starke Verdickung der kontinentalen Kruste nachgewiesen werden (KOBER ET AL. 2004, MARSCHALL ET AL. 2003, SCHALTEGGER ET AL. 1999). Die Granulite entstanden einst aus sedimentären und magmatischen Gesteinen, die zwischen dem Devon und dem Karbon durch geotektonische Prozesse in sehr große Krustentiefen befördert und dort ihre hochgradige Metamorphose erfahren haben (KOBER ET AL. 2004). Im Anschluss daran sind alle diese Gesteine zusammen mit Erdmantelgesteinen wieder sehr rasch herausgehoben („exhumiert“) worden und haben dann, nur ca. 5 Millionen Jahre später, in deutlich höheren Krustenstockwerken gemeinsam eine weitere Metamorphose bei hohen Temperaturen erfahren (GAYK & KLEINSCHRODT 2000, KALT & ALTHERR 1996). Letztere ist auch zumindest teilweise der Grund für die Entstehung der heute weit verbreiteten Migmatite (teilweise aufgeschmolzene Gneise) und Granite des mittleren Schwarzwaldes und der zentralen Vogesen.

3. Die tektonische Struktur des Gebietes

In den Profilschnitten der Abb. 3 wird die Lagerung der Gesteinsschichten im Marksteinbereich dargestellt. Die Sedimentgesteinsabfolge ist in weiten Teilen des Gebietes steil nach Nordosten geneigt. Mehrere Störungen, entlang denen es zu seitlichen Verschiebungen von Gesteinseinheiten gekommen ist, gliedern die Markstein Gruppe in mindestens vier große tektonische Komplexe (Abb. 2). Diese wurden nach Lokalisationsnamen bzw. nach ihrer zentralen Lage bezeichnet. Innerhalb der Komplexe ist ein „Aufbäumen“ der Schichten zu beobachten. Sehr deutlich tritt dieses Aufbäumen im Zentralen Markstein Komplex (ZMK, Abb. 3B) zutage: Im Südwesten des ZMK lagern die Schichten mit bis zu 20° sehr flach und nach Nordosten hin richten sich die Schichten stellenweise bis zu 85° auf. In mehreren Aufschlüssen lässt sich die nach Südwest gerichtete Überschiebung des ZMK über den Hahnenbrunnen Komplex (HK) zumindest indirekt beobachten (KRECHER 2006). Dagegen zeigt sich in der nordöstlichsten Einheit, dem Steinmauer Komplex (SK), ein durchgehend steiles Einfallen der hier überkippten Schichtlagerung nach NE. Überkippte Sedimentgesteinspakete finden sich vereinzelt auch im Hahnenbrunnen Komplex.

Die lithologische Grenze zur Oderen Gruppe im Südwesten ist eine Störung, entlang der es zu einem großen rechtsseitigen (= „dextralen“) Versatz gekommen ist. Das heißt, dass relativ zur Oderen Gruppe die Gesteine des Marksteinbereiches nach Südosten verschoben wurden. Aufgrund des kompressiven Spannungsfeldes ging dieser Versatz gleichzeitig mit einer Überschiebung nach Südwesten einher. Dieses „transpressive“ Bewegungsbild ergibt sich aus der so genannten Harnischflächenanalyse, aber auch anhand von makroskopischen Strukturen in Gesteinsaufschlüssen.

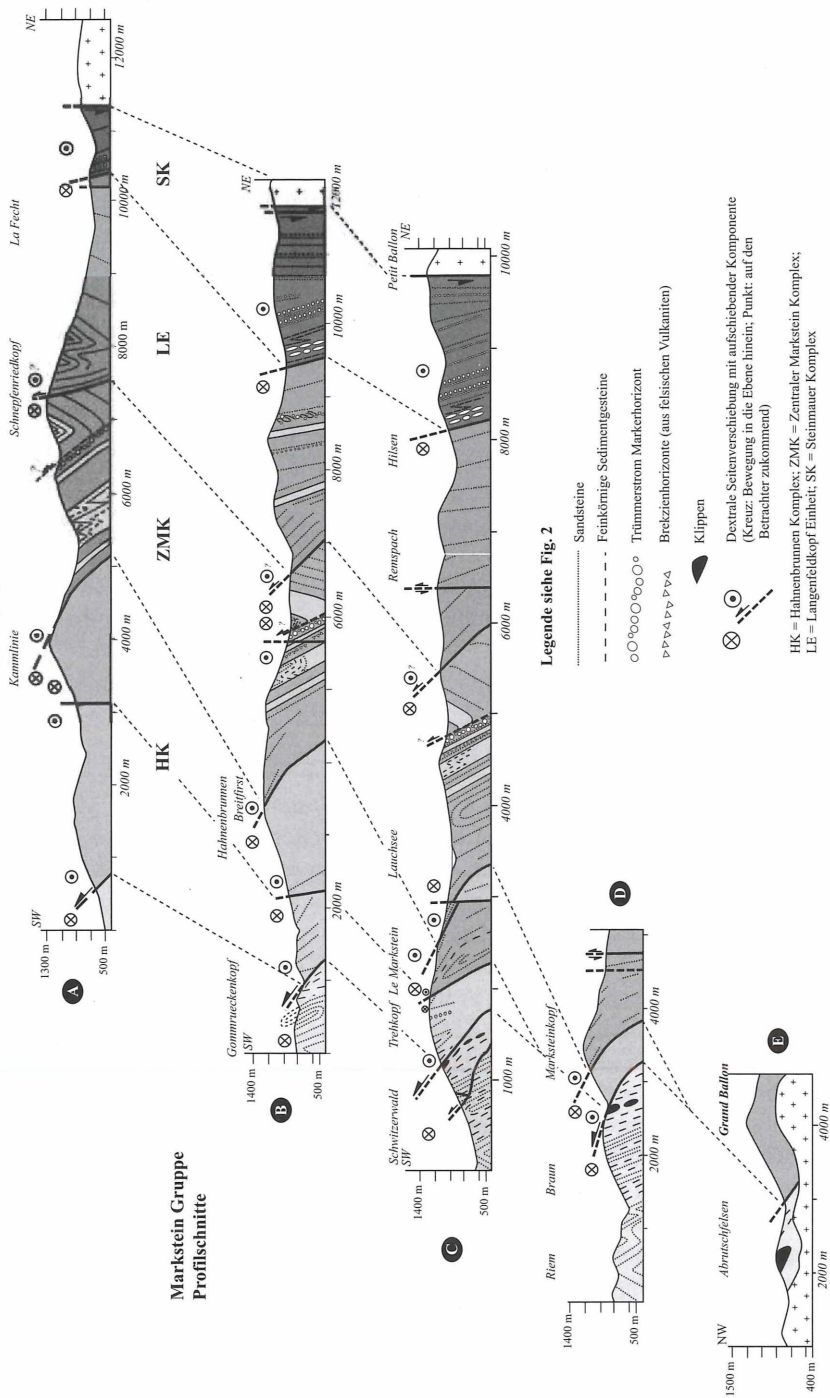


Abb. 3: Profilschnitte zur geologischen Karte in Abb. 2

Wenn Gesteine gegeneinander versetzt werden, bilden sie Bewegungsflächen aus, die als Harnische bezeichnet werden. Mit der räumlichen Einmessung der Flächen und ihrer Striemung, welche sich durch die reibende Bewegung auf der Harnischfläche abbildet, kann die Kinematik der Störungszone rekonstruiert werden. In Abb. 4 sind diese Raumdaten als Projektion auf eine Kreisfläche, dem Schmidtschen Netz, dargestellt. In der Abb. 4a wurden die Messungen von vier verschiedenen Aufschlusspunkten entlang der Markstein Störung eingetragen.

Zu erkennen ist, dass die Flächen (als Halbkreise dargestellt) überwiegend flach bis mäßig nach Nordosten einfallen und die Striemungslinierungen (als Polpunkte in Abb. 4b dargestellt) auf den Flächen überwiegend nach Nordwest bis Nordnordost einfallen. Die Pfeile auf den Lineationspolen geben die in einigen Fällen erkennbaren Bewegungsrichtungen der jeweils überlagernden Gesteinsschichten an, die hier nach Südost bis Südwest weisen.

Daraus resultiert die laterale Bewegung nach Südost einerseits und die überschiebende nach Südwest andererseits. Nach Südwest gerichtete Überschiebungsstrukturen lassen sich auch in der Umgebung des Trehkopfes vielfach beobachten (für eine detailliertere tektonische Darstellung siehe KRECHER 2006).

Auf der Grundlage der geologischen Kartographie und der Harnischflächenanalyse konnte das in Abb. 5 präsentierte Blockbild gezeichnet werden. In diesem Bild ist der interpretierte tektonische Aufbau des betrachteten Gebietes wiedergegeben. Die zu erkennende nach oben hin divergierende Großstruktur des Marksteinbereiches wird auch als positive „Blumenstruktur“ bezeichnet, welche hier allerdings nur einseitig ausgebildet ist. Positive Blumenstrukturen entwickeln sich typischerweise im Bereich transpressiver Störungen (EISBACHER 1996), wenn Gesteinspakete durch den Druck und der Seitwärtsbewegung nach oben hin quasi ausgequetscht werden. Zur so genannten Hauptversatzzone hin nimmt der Deformationsgrad des Gesteins zu. Dies ist anhand der gestreckten und gescherten Konglomerate im Steinmauer Komplex gut zu erkennen. Es wird hier vermutet, dass der Granit von Metzeral im Scheitel der tektonischen Gesamtstruktur eingedrungen ist und diese Hauptversatz-Zone versiegelt hat. Am Nordrand der Badenweiler-Lenzkirch-Zone im Südschwarzwald, also zwischen den dortigen paläozoischen Sedimentgesteinen und den Gneisen des mittleren Schwarzwaldes (Abb. 1), konnten HANN ET AL. (2003) die gleichen tektonischen Bewegungen im Bereich der Randgranit Gruppe feststellen. Dadurch können nun beide Gebiete auch tektonisch miteinander in Beziehung gesetzt werden.

Weiterhin wird hier davon ausgegangen, dass die Sedimentgesteine der Markstein Gruppe nach ihrer Deformation gegenüber dem Kristallin (Granite und Gneise) nach Süden abgeschoben wurden, so wie dies auch im westlichen Südschwarzwald zwischen dem Kulmkonglomerat und den dortigen Gneisen und Graniten der Fall ist (HANN & SAWATZKI 2003, KRECHER 1998/1999). Diese Dehnungstektonik ist mit einem kleinen sinistralen (d.h. linksseitigen) Seitenversatz einhergegangen, worauf einige wenige Aufschlüsse durch Harnischflächen und –lineationen hinweisen (KRECHER 2006).

4. Der Ablagerungsraum

Bei der lithologischen Untersuchung von Sedimentgesteinen wird die Textur (Korngröße und –form), das Gefüge (z.B. Korngrößenabfolgen) und die Strukturierung (Laminationen, Kreuzschichtungen, etc.) von Sedimentgesteinsschichten analysiert.¹ Dazu wird das

1. Die lithologischen Begriffe entsprechen hier den direkten Übersetzungen aus der angelsächsischen Fachliteratur (Textur = „texture“ usw.).

Strukturdatensatz entlang der Marksteinstörung

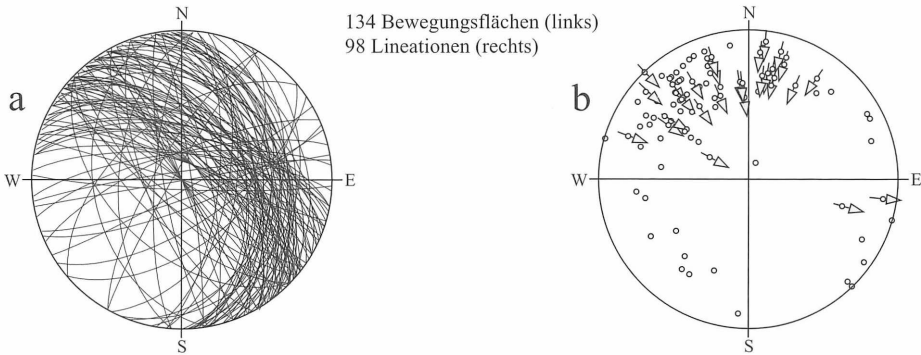
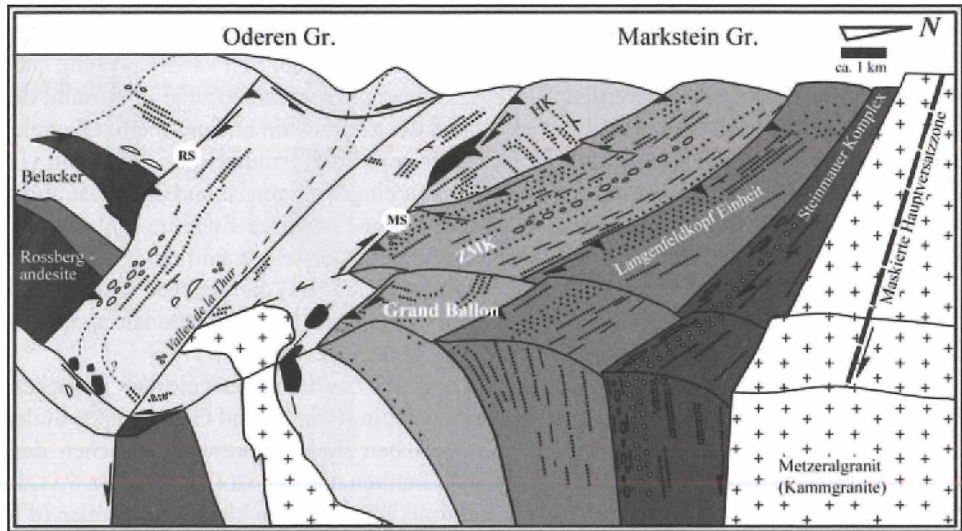


Abb. 4: Darstellung von Harnischflächen (a) und Lineationen (b), die entlang der Marksteinstörung aufgenommen wurden



MS = Marksteinstörung; RS = Rossbergstörung; HK = Hahnenbrunnen Komplex; ZMK = Zentraler Markstein Komplex

Abb. 5: Interpretation des geologischen Aufbaus zwischen Metzealgranit und Le Rossberg (Süd- vogenes) in Form eines Blockbildes (Legende und Lithologie siehe Abb. 2).

Vorkommen von Fossilien, Lebensspuren und das Auftreten von Solmarken (z.B. Schleif- spuren, Strömungskolke) verzeichnet. Die Summe aller lithologischen Merkmale bildet die Fazies des Sedimentgesteins (aus dem Lateinischen von „facies“ = Gesicht, Antlitz). Folglich wird auch von der Faziesanalyse gesprochen. Anhand der Fazies können Aussa- gen über den ehemaligen Ablagerungsraum des Sedimentes gemacht werden. In einigen

Die Geologie in der Umgebung des Grand Ballon (Elsass, NE-Frankreich)

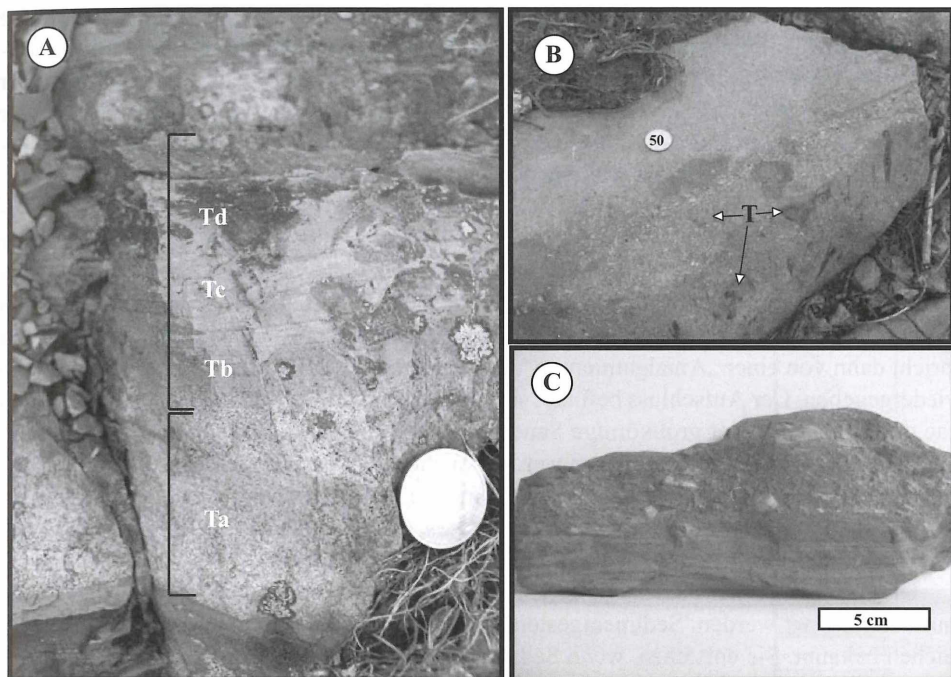


Abb. 6: Beispiele der Sedimentgesteinsfazies aus der Markstein Gruppe: a) Dünnbankige Suspensionsstromablagerung („Turbidit“) im HK mit klassischer Boumasequenz (Ta – Td). b) Dickbankige Turbidite (Lesestein der LE): gut sortierter und gradierter Sandstein (oben) sowie feinkiesiger Grobsandstein (unten) mit großen Tonfetzen (T). Diese Fazies ist auch für den ZMK typisch. c) Trümmerstromablagerung mit Geröllen aus Vulkanitgestein, die in einer tonreichen, unsortierten Matrix eingebettet sind (obere LE).

Aufschlüssen konnten Mikrofossilien gesammelt werden, die auf eine marine Ablagerung hinweisen (SCHNEIDER 1990, MAASS & STOPPEL 1982, GAGNY 1962). Dabei wurden fossile Conodonten des Oberdevons und Radiolarien beschrieben, die nur im Meer auftreten. Sonstige tierische Lebensspuren sind bisher aus dem betrachteten Gebiet unbekannt. Umgelagerte Pflanzenreste konnten von CORSIN & RUHLAND (1956) gesammelt und bearbeitet werden. Vermutlich stammen die Florenreste aus dem Viseum, d.h. dem höheren Unterkarbon.

In der Abb. 6a ist eine Sedimentgesteinsschicht aus dem Hahnenbrunnen Komplex dargestellt, die sich durch eine wiederkehrende Struktur- und Gefügeabfolge auszeichnet. Der Sandstein ist gradiert, d.h. die Korngröße nimmt innerhalb der Schicht von unten nach oben kontinuierlich ab. An ihrer Basis ist der Sandstein massig und strukturlos (Ta). Darüber folgt idealerweise eine planparallele Lamination (Tb), die in eine schräggeschichtete Strukturierung oder in ein chaotisches Gefüge übergeht (Tc). Am Top können noch mal sehr feinkörnige und laminierte Sandsteine bis Tonsteine auftreten (Td). Dann folgt eine neue Sedimentgesteinsschicht mit dem gleichen oder einem ähnlichen Aufbau. Eine solche Sedimentfazies

wurde zum erstenmal im nördlichen Apennin beschrieben (MIGLIORINI 1943) und im Annot-Sandstein in Südfrankreich systematisch von BOUMA (1962) untersucht. Seither wird diese Abfolge auch als „Boumasequenz“ bezeichnet. Im HK lassen sich diese Sedimentgesteinschichten sehr häufig beobachten und zwar oft in Form kleiner, nach oben dickbankiger werdenden Zyklen. Ein gut erreichbarer Aufschluss dieser Fazies findet sich entlang der D431, nur wenige 100 m östlich der Ferme du Markstein. Das dazugehörige Sedimentgesteinsprofil, also eine vertikale Abfolge der Sedimentfazies, ist in der Abb. 7a dargestellt.

Im Zentralen Markstein Komplex (ZMK; Abb. 2) lassen sich ebenfalls gradierte Sandsteinschichten beobachten (Abb. 6b). Die Boumasequenz jedoch tritt dort sehr viel seltener auf. Stattdessen sind die Texturen der Schichten sehr viel grobkörniger, d.h. mittel- bis grobsandig und nicht selten auch feinkiesig (Abb. 6b). Die einzelnen Sandsteinschichten sind oft sehr dick und können direkt, ohne tonige Zwischenlage ineinander übergehen. Man spricht dann von einer „Amalgamierung“. Ein typisches Profil des ZMK ist in der Abb. 7b wiedergegeben. Der Aufschluss befindet sich am Straßenrand zwischen Dauvillers und dem Lac du Ballon. Es zeigt grobkörnige Sandsteinbänke, die häufig miteinander amalgamiert sind und nach oben zu dickbankiger werden. Während in der Langenfeldkopf Einheit die Sedimentgesteinsfazies keine wesentlichen Unterschiede zu der des ZMK aufweist, zeigt der Steinmauer Komplex, ganz im NE des Gebietes, eine nochmals gröbere Fazies, mit lokal sehr groben Konglomeraten, d.h. geröllreichen Sedimentgesteinen.

Die Assoziation der Fazies im Marksteinbereich kann einem tiefmarinen Ablagerungsraum zugeordnet werden. Sedimentgesteine dieser Art sind aus heutigen tiefen Meeresbereichen bekannt. Sie entstehen, wenn Sediment am Meeresabhang ins Rutschen gerät oder aber Sediment von Hochwasser führenden Flüssen direkt ins tiefere Meeresbecken verfrachtet wird. Dann kommt es durch die Vermischung von Meerwasser und Sediment zur Ausbildung eines Suspensionsstromes, der gravitativ den Meeresabhang hinunter strömt. Solange der Suspensionsstrom eine hohe Sedimentkonzentration aufweist, können auch grobsandige und sogar kiesige Sedimente transportiert werden. Erst wenn die Strömungsenergie nachlässt, kann sich das Sediment nach und nach oder aber auch schlagartig wieder ablagern. Da die Sedimentationsrate am Anfang meistens noch sehr hoch ist, wird die Entstehung von Sedimentstrukturen verhindert (siehe Bouma Ta-Lage in Abb. 6a). Erst wenn die Sedimentationsrate abnimmt, kann das Sediment über den Boden traktiert werden, was zur Ausbildung von planparallelen oder schräggeschichteten Sedimentmustern führt (siehe Bouma Tb-Td-Lagen in Abb. 6a). Bei geringen Konzentrationen wird Sediment nur noch durch die Turbulenz der Strömung in Schwebe gehalten, was jedoch nur für feinere Sande und Tone möglich ist (LOWE 1982). Geht die Strömungsenergie auf der Beckenebene völlig verloren, kann sich letztendlich auch die feinste Trübe ablagern (Bouma Te-Lage). Das sedimentäre Produkt eines solchen Ereignisses wird in der Fachsprache als „Turbidit“ bezeichnet (von „turbidity“ = Trübe). Die Konglomerate hingegen stammen von hochkonzentrierten, geröllreichen Strömungen, bei denen die groben und schweren Komponenten z.T. auch als Bettfracht über den Boden geschleift werden oder aber von der Festigkeit einer tonreichen Strömung getragen werden (Abb. 6c). Diese Strömungen nennt man Trümmerströme, ihre Ablagerungen folglich Trümmerstromsedimente. Turbiditische Abfolgen zeichnen sich oft durch eine große Mächtigkeit aus, da die Subsidenz des tiefen Meeresbodens sehr kräftig ist und Sediment aus Gründen der Schwerkraft grundsätzlich zum tiefsten Ablagerungspunkt strebt.

Die Geologie in der Umgebung des Grand Ballon (Elsass, NE-Frankreich)

a) Hahnenbrunnen Komplex

b) Zentraler Markstein Komplex

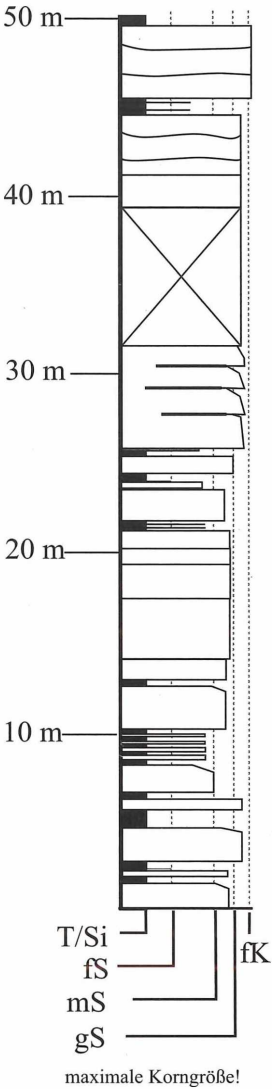
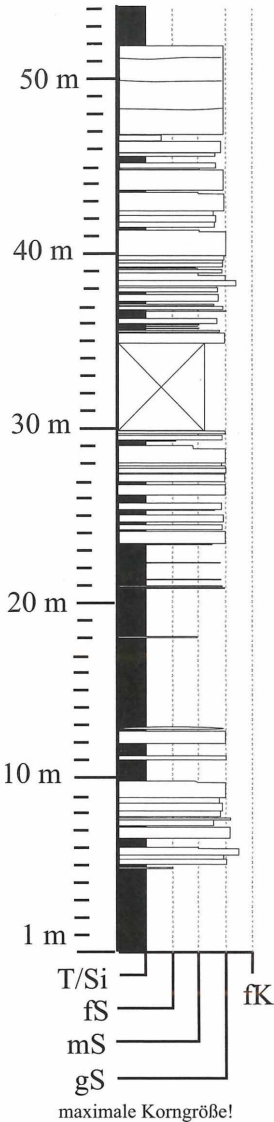


Abb. 7: Beispiele für Turbiditabfolgen der Markstein Gruppe: a) dünn- bis mittelbankige Turbiditsandsteine im Wechsel mit tonreichen Abschnitten im HK (Nähe Ferme Auberge Le Markstein, D431). b) Dickbankige Turbiditsandsteine im ZMK mit z.T. feinkiesreichen Schichten und hohem Sand/Ton Verhältnis (oberhalb Dauviller, Straße zum Lac du Grand Ballon). T/Si = Ton-Silt, fS = feinsandig, mS = mittelsandig, gS = grobsandig, fK = feinkiesig.

Küstennahe Sedimente mit typischen Anzeichen einer Wellenbeeinflussung wurden im Marksteinbereich nicht beobachtet, genauso wenig lassen sich typische Faziesassoziationen von Flussablagerungen nachweisen.

Auffallend ist, dass die turbiditischen Sedimentgesteine vom HK über den ZMK hin zum SK im Durchschnitt grobkörniger und dickbankiger werden. Daraus lässt sich folgern, dass die Lieferquelle näher rückt oder aber zunehmend herausgehoben wird, wodurch immer gröberes Material den Ablagerungsort erreicht.

5. Das Liefergebiet der Sedimente

Im Gesteinsdünnschliff kann die petrographische Zusammensetzung des Sedimentgesteins unter dem Durchlichtmikroskop analysiert werden. Dabei werden die verschiedenen Körner bestimmten Liefergesteinen zugeordnet (z.B. Vulkaniten oder Metamorphiten) und gezählt (DICKINSON 1985). Anhand zahlreicher empirischer Sandsteinanalysen aus heutigen Ablagerungsbereichen, die einem bestimmten geotektonischen Milieu angehören (z.B. kontinentale Gräben, Tiefseegräben, Vorlandbecken usw.), können auch die fossilen Turbiditsandsteine der Markstein Gruppe durch ihre quantitative und qualitative Kornzusammensetzung einem tektonischen Milieu zugeordnet werden (Abb. 8). Ist bekannt, welche Sedimentgesteinseinheit die ältere und welche die jüngere ist, dann kann zusammen mit der Faziesanalyse und der tektonischen Deformation die geologische Entwicklung des Gebietes für den entsprechenden Zeitraum rekonstruiert werden. Im Weiteren lassen sich Geröllanalysen in Konglomeraten durchführen, die uns eine zusätzliche Sicherheit bei der Bestimmung der im Liefergebiet anstehenden Gesteine bieten. In der Dissertation von GRIMM (1983) wurden solche Geröllanalysen an drei großen Konglomerathorizonten durchgeführt. Die Ergebnisse stehen mit den hier aufgezeigten Sandsteinanalysen im Einklang.

Im Quarz-Feldspat-Gesteinsfragment (QFL) Dreiecksdiagramm nach Dickinson (1985) wird die aus jeweils 500 gezählten und analysierten Sandkörnern ermittelte Zusammensetzung einer gut sortierten massigen Sandsteinprobe als Punkt eingetragen (Abb. 8a). Aus der Verteilung der Proben im QFL-Diagramm und aus der Art der vulkanischen Fragmente ergibt sich, dass die mindestens oberdevonischen Turbiditsandsteine des Hahnenbrunnen Komplexes einem mäßig erodierten magmatischen Bogen entstammen. Das Grundgebirge des magmatischen Bogens wurde von deformierten Granodioritgesteinen und einem basaltisch-andesitischen Vulkanismus gebildet. Zur Ablagerungszeit des Zentralen Markstein Komplexes hat sich dieser Bogen offenbar weiter herausgehoben, so dass jetzt immer mehr deformierte polykristalline Quarzkörner (Qp) geliefert wurden (Abb. 8b). Der Vulkanismus wandelt sich in der Sedimentgesteinsabfolge des ZMK zu mehr saueren, dazitischen Förderprodukten, was sich anhand der vulkanischen Fragmente unter dem Mikroskop erkennen lässt. In der Abb. 9 ist zu sehen, wie die Kornzusammensetzung innerhalb der stratigraphischen Abfolge des ZMK von unten nach oben variiert. Zeiten erhöhter vulkanischer Aktivität machen sich durch höhere Gehalte vulkanischer Fragmente (Lv) bemerkbar. Gleichzeitig ändert sich zumindest in den oberen beiden Abteilungen des ZMK (Turbiditsysteme TS 3 und 4) auch die geochemische Zusammensetzung der Sandsteinproben (bezogen auf die Zusammensetzung der oberen kontinentalen Kruste! Abb. 9 rechts). Während die Elementkonzentrationen von Sandsteinen des Hahnenbrunnen Komplexes und des unteren Zentralen Markstein Komplexes mit der empirisch ermittelten Zusammensetzung von heutigen Turbiditsanden aktiver Kontinentalränder vergleichbar sind (Abb. 10A),

Die Geologie in der Umgebung des Grand Ballon (Elsass, NE-Frankreich)

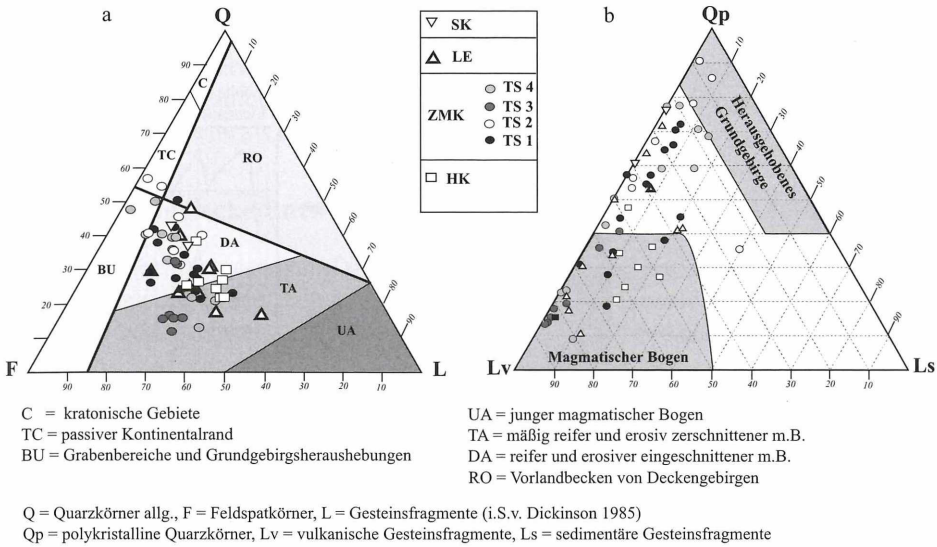


Abb. 8: Kornzusammensetzungen von Sandsteinproben der Markstein Gruppe und die Interpretation des tektonischen Milieus.

zeigen die Sandsteine des höheren ZMK eine starke Anreicherung der mobilen Elemente und des Thoriums (Abb. 10B). Zum Vergleich ist auch die Zusammensetzung der flachmarinen Protocanites Grauwacken aus der Badenweiler-Lenzkirch Zone dargestellt (nach GÜLDENPFENNIG 1997), die ein dem Hahnenbrunnen Komplex ähnliches Alter aufweisen.

Die Sandsteine der vulkanisch aktiven Perioden weisen auch eine den Rhyodaziten der BLZ (Abb. 1) ähnelnde chemische Elementzusammensetzung auf (Abb. 10B). Durch radio-metrische Untersuchungen konnten diese Rhyodazite dem mittleren Viseum (ca. 340 m.a.) zugeordnet werden (SCHALTEGGER 2000). Mit der geochemischen Analyse von 16 ausgewählten Sandsteinproben war es möglich, den Wandel des Vulkanismus durch eine Verdickung der Kruste zu erklären.

Die Spurenelementgehalte (hier bezogen auf die Zusammensetzung eines primitiven Mantelgesteins! Abb. 10C) der vulkanisch aktiven stratigraphischen Niveaus sind vergleichbar mit denen junger andesitischer bis dazitischer Vulkanite aus dem Tibet (z.B. TURNER ET AL. 1993) oder vom Hochplateau der süd-zentralen Anden (z.B. DAVIDSON ET AL. 1999, KAY & KAY-MAHLBURG 1991). Diese Regionen zeichnen sich durch eine übermäßig stark verdickte kontinentale Kruste aus. Eine Bestätigung erfährt die Interpretation durch das mit ca. 335 m.a. datierte Bildungsalter der Granulite in den Zentralvogesen und im mittleren Schwarzwald (KOBER ET AL. 2004, SCHALTEGGER ET AL. 1999). Diese Gesteine sind unter sehr hohen Drücken von bis zu 1,8 GPa bei Temperaturen zwischen 800°C und 1000°C entstanden, was ebenfalls große Krustenmächtigkeiten voraussetzt (MARSCHALL ET AL. 2003). Dagegen kann für das Liefergebiet des Hahnenbrunnen Komplexes eine solche starke Verdickung noch nicht festgestellt werden. Aus dieser Entwicklung des Liefergebietes ergibt sich für den ZMK ein jüngeres Ablagerungsalter gegenüber dem des HK, was zusätzlich durch die von CORSIN & RUHLAND (1956) beschriebene Viseums-Flora bestätigt wird.

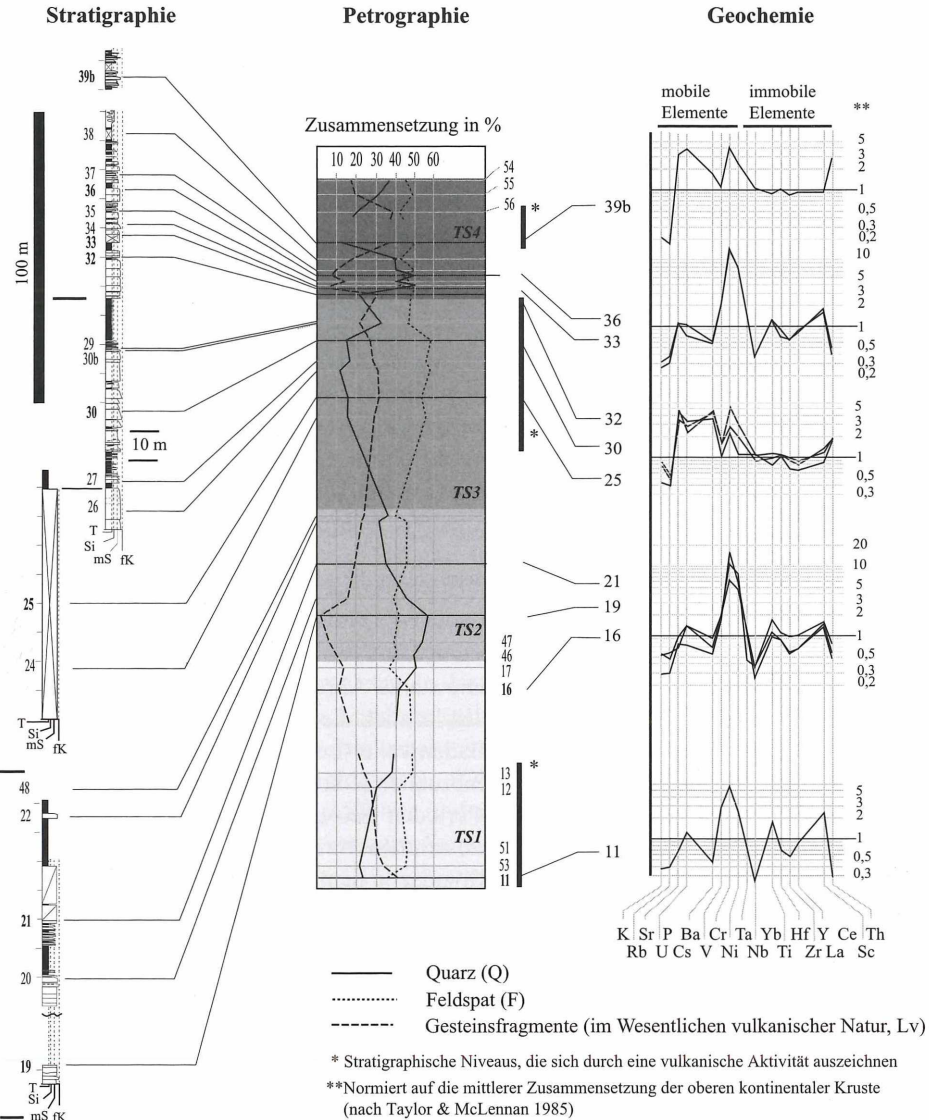


Abb. 9: Kornzusammensetzungen und geochemische Analysen von Sandsteinproben des Zentralen Markstein Komplexes. Der ZMK kann in mindestens vier Systeme gegliedert werden (TS 1 bis TS 4). Die Kornzusammensetzung variiert mit der Stratigraphie. Perioden vulkanischer Aktivität geben sich unter dem Mikroskop an einem hohen Gehalt relativ frischer vulkanischer Komponenten (Lv) zu erkennen. Die entsprechenden Sandsteinproben unterscheiden sich auch in ihrer geochemischen Zusammensetzung. Der Ablagerungszeitraum zwischen der Probe 11 und der Probe 39b (entsprechend einer Mächtigkeit von 1600 bis 2000 m) dürfte ca. 5 – 10 Millionen Jahre betragen haben.

Die Geologie in der Umgebung des Grand Ballon (Elsass, NE-Frankreich)

Möglicherweise handelt es sich bei der sedimentologisch und petrographisch nicht weiter entwickelten Langenfeldkopf Einheit (Abb. 2 und 3) um eine Verdoppelung von Teilen des HK und des ZMK durch eine ältere Überschiebungstektonik. Im Liefergebiet des Steinmauer Komplexes überwiegen weiterhin die sauren Vulkanite (allerdings in stark rekristallisierter Form) und plutonischen Gesteine, weshalb dieser Komplex gleich alt oder sogar noch jünger sein dürfte als der Zentrale Markstein Komplex.

6. Die geologische Entwicklung von Sedimentbecken und Liefergebiet

Anhand der oben dargestellten Daten kann die geologische Entwicklung des Gebietes in der Umgebung des Grand Ballon, aber auch die von Schwarzwald und Vogesen im Allgemeinen zumindest teilweise nachvollzogen werden. Durch das Abtauchen eines Meeresbodens unter die kontinentale Kruste ist es spätestens seit dem Oberdevon zur Ausbildung eines magmatischen Bogens gekommen. Schwarzwald und Vogesen können als Teile dieses „aktiven“ Kontinentalrandes erkannt werden. Die Besonderheiten der Sedimentgesteinsabfolge im Marksteinbereich, insbesondere die Vergrößerung des Sedimentes mit der Zeit, weisen zusammen mit den quarzpetrographischen Daten in Abb. 8 auf eine zunehmende Heraushebung dieses Bogens zwischen dem Oberdevon und dem Unterkarbon hin.

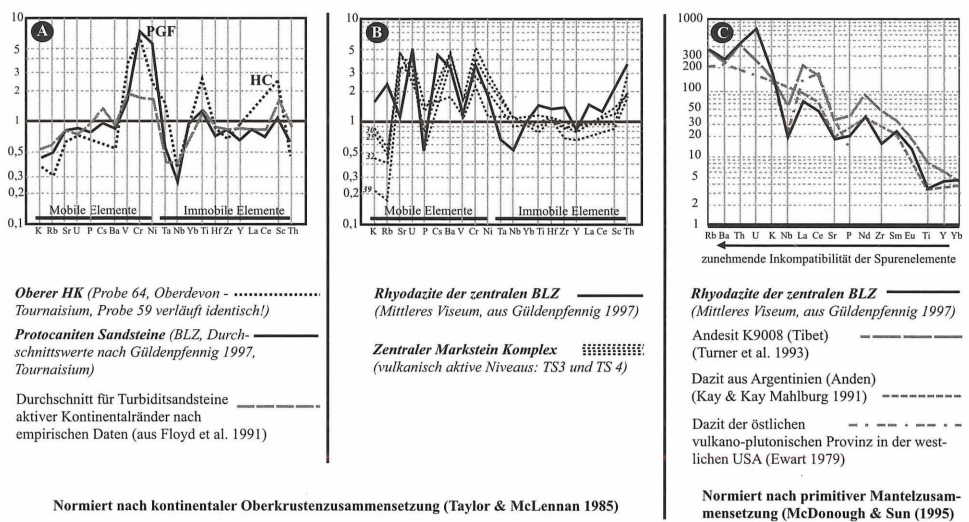


Abb. 10: a) Vergleich von Spurenelementkonzentrationen in Sandsteinen zwischen der unteren Markstein Gruppe (HC), den Protocanites Grauwacken (PGF) und den empirisch ermittelten Konzentrationen in Sedimenten aktiver Kontinentalränder. b) Vergleich der Spurenelementkonzentrationen zwischen dazitreichen Sandsteinen des ZMK und den Rhyodaziten der zentralen Badenweiler-Lenzkirch-Zone. c) Vergleich der geochemischen Zusammensetzung von Rhyodaziten aus der BLZ mit der von Daziten und Andesiten aus Gebieten mit überdickter kontinentaler Kruste.

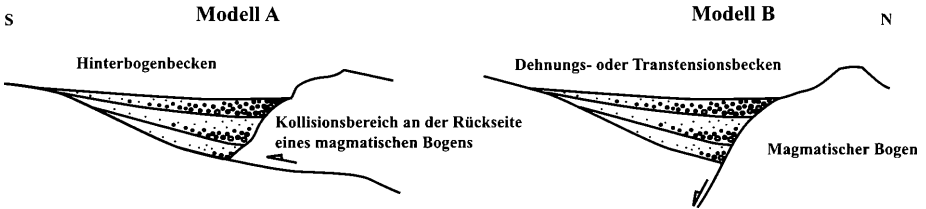


Abb. 11: Interpretationsmöglichkeiten für die Entstehung der Markstein Gruppe im Oberelsass. Modell A: Beckenbildung durch Überschiebungsprozesse im Hinterland eines magmatischen Bogens oder Modell B: durch tektonische Dehnungsprozesse im Vorland oder Hinterland eines magmatischen Bogens. Die Deformation erfolgte durch Kollisionsprozesse, vor allem aber durch transpressive Seitenbewegungen zwischen zwei Krustenblöcken (siehe auch Abb. 5).

Diese Heraushebung ist sehr wahrscheinlich an die Verdickung des aktiven Kontinentalrandes gebunden, die sich einerseits durch den dazitischen Vulkanismus und andererseits durch die Bildung granulitischer Gesteine im mittleren bis höheren Viseum (Unterkarbon) zu erkennen gibt. Zur Interpretation des an den magmatischen Bogen angrenzenden Marksteinbeckens muss berücksichtigt werden, dass sich hier über einen sehr langen Zeitraum hinweg ein tiefmarines Milieu erhalten konnte. Das Liefergebiet hat dabei über den gesamten Zeitraum hinweg klastisches Material eines aktiven Kontinentalrandes, bestehend aus tief angeschnittenen Granodioriten und ihrem vulkanischen Auflager, bereitgestellt.

Die Sedimentgesteine im Südschwarzwald und in den Vogesen weisen keine oder nur geringe Umwandlungserscheinungen auf, die über eine lokale schwache Metamorphose nicht hinausgehen (KRECHER 2006, GÜLDENPFENNIG 1998). Eine Schieferung der Sedimentgesteine ist ebenfalls nur in wenigen Regionen deutlich ausgebildet und geht dort zumindest teilweise auf den Gebirgsdruck bei höheren Temperaturen im Bereich granitischer Intrusionen zurück (z.B. Steinmauer Komplex).

Auf dieser Grundlage ist die Interpretation der Markstein Gruppe als Ablagerungen in einem peripheren Vorlandbecken oder entlang einer kontinentalen Kollisionszone unwahrscheinlich. Möglich wäre aber ein tiefmarines Vorlandbecken, das sich durch Kollisionsprozesse zwischen dem Bogen und seinem Hinterland seit dem Oberdevon herausgebildet haben könnte (Abb. 11A). Eine Heraushebung des Bogens, die Vergrößerung der Sedimentabfolge und die Kornzusammensetzungen ließen sich dadurch erklären. Ein anderes Szenario wäre die Ausbildung eines sehr kräftig absinkenden Dehnungsbeckens, welches sich vor oder auch hinter dem magmatischen Bogen seit dem Oberdevon ausgebildet hat (Abb. 11B). Die Verdickung und Heraushebung der Kruste könnte hierbei auf Subduktionsprozesse zurückgehen, wie sie auch aus den heutigen südlichen Anden bekannt sind. Großräumige Seitenverschiebungen haben dann anstatt der frontalen Kollisionsprozesse die Sedimentgesteine relativ geringfügig deformiert und zerschert. Beide Szenarien sind in der Lage, die geologischen Besonderheiten der Region zu erklären.

Durch die transpressiven Seitenverschiebungen ist es schließlich im höheren Unterkarbon zu einer Anlagerung verschiedener Gesteinseinheiten im Südschwarzwald und in den Südvogesen gekommen. Erst danach haben die Magmen der Kammgranite in den Sedimentgesteinen Platz genommen. Letztere weisen nach SCHULMANN ET AL. (2002) geochemische Besonderheiten auf, die auch von Graniten aus dem Hinterland der Anden bekannt sind.

7. Schlussbetrachtungen

Für die paläozoische Vergangenheit der Vogesen und des Schwarzwaldes lässt sich das Bild einer von Vulkanismus und Magmatismus gestalteten Umgebung im Grenzbereich zwischen Land und Meer zeichnen. Die tektonische und sedimentäre Dynamik wurde im Devono-Karbon durch die Subduktion eines Meeresbodens gesteuert, so wie dies heute auch entlang der Anden oder aber – im Falle der Oderen Gruppe (KRECHER 2006, 2003) – wie im südlichen Tyrrenischen Meer stattfindet. Tiefe Meeresbecken grenzten damals an einen magmatischen Bogen, dessen Wurzeln heute in den Kristallinaren beider Mittelgebirge verborgen liegen. Jenes Grundgebirge wird von alten Gneisen und Migmatiten aufgebaut, in denen jüngere magmatische und lokal hochgradig metamorphe Gesteine dieser Subduktionsaktivität auftreten. Ein schönes Beispiel dafür ist auch die Randgranit Gruppe nördlich der BLZ. In dieser Gesteinsmélange geben sich zahlreiche magmatische und metamorphe Krustengesteine unterschiedlichsten Alters zu erkennen (HANN ET AL. 2003), unter anderem auch so genannte Trondjemite, die ebenfalls Hinweise auf ein solches Subduktionsgeschehen liefern.

Insbesondere mit der Analyse der sandigen, tiefmarinen Ablagerungen in der Umgebung des Grand Ballon lassen sich die engen geologischen Beziehungen zwischen den beiden Sedimentgesteinszonen des südlichen Schwarzwaldes und der Südvogesen - von denen bereits V. BUBNOFF (1919) ausgegangen ist – weitreichend rekonstruieren. Über die Geologie und über die Beziehungen zwischen der Oderen Gruppe und der Kappenlöchle Gruppe (westl. BLZ) wurde bereits in KRECHER (2003, 2006) berichtet. Die ältesten Sedimentgesteine der Markstein Gruppe - aufgeschlossen im Bereich des Trehkopfes (Abb. 2) - sind petrographisch und geochemisch gut vergleichbar mit den flachmarin abgelagerten Protocanites Gauwacken der zentralen Badenweiler-Lenzkirch-Zone im Südschwarzwald (KRECHER 2006, GÜLDENPFENIG 1998). Der dazitische Vulkanismus, der sich in den Turbiditsandsteinen des Vallée de la Lauch (ZMK) petrographisch und geochemisch nachweisen lässt, findet sich auch in der BLZ wieder und ist dort eindeutig jünger als die Protocanites Grauwacken. Dazitische Gerölle sind häufig sowohl in den jüngeren Abfolgen der Markstein Gruppe (GRIMM 1983) als auch in der Kulmkonglomerat Formation (DROSTE 1987, KRECHER 2006) anzutreffen.

Im Weiteren ergeben sich anhand der hier vorgestellten Ergebnisse trotz der trennenden Seitenverschiebungen auch enge Beziehungen zwischen der Dynamik der Sedimentgesteinszonen und der petrologischen Entwicklung des kristallinen Grundgebirges. Weitere Studien könnten diese Beziehung in Zukunft stärker hervorheben und somit helfen, die paläogeographische Entwicklung von Schwarzwald und Vogesen besser zu verstehen.

Danksagung

Der Autor möchte sich sehr herzlich bei Dr. Hiltrud Müller-Sigmund bedanken, die sich für die Durchführung der geochemischen Analysen eingesetzt und das Manuskript korrigiert hat. Prof. Dr. Jan-H. Behrmann danke ich für sein Interesse und seiner Unterstützung, die ich während meiner Arbeiten im Schwarzwald und in den Vogesen erfahren habe. Für die französische Übersetzung der Zusammenfassung möchte ich mich außerdem bei Martial Boutantin bedanken, einem sehr engagierten Naturfreund aus Colmar.

Ausführlichere Darstellungen der Arbeitsergebnisse wurden von der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft und von der Geotektonischen Forschung angenommen und werden in Kürze publiziert.

Eingang des Manuskripts: 23.08. 2007

Angeführte Schriften

- BOUMA, A.H. 1962. Sedimentology of some Flysch Deposits, a Graphic Approach to Facies Interpretation. –Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam. 168 S.
- BUBNOFF, S.V., 1919. Über den Parallelismus des Untercarbons im Schwarzwald und in den Vogesen. Jahresber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., VIII, 28-36.
- CHEN, F., TODT, W. & HANN, H.-P. (2003): Zircon and Garnet Geochronology of Eclogites from the Moldanubian Zone of the Black Forest, Germany. - The Journal of Geology, 111: 207 – 222.
- CORSIN, P. AND RUHLAND, M., 1959. Les gisements à plantes du Viséen dans les Vosges méridionales. C.R. Acad. Sci. Paris, 242, 1908-1909.
- DAVIDSON, J.P., McMILLAN, N.J., MOORBATH, S., WÖRNER, G., HARMON, R.S. & LOPEZ-ESCOBAR, L. (1990): The Nevados de Payachata volcanic region (18° S/69° W, N. Chile) II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism. Contrib. Mineral. Petrol., 105: 412 – 432.
- DICKINSON, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In Zuffa, G.G., (Ed.), Provenance of arenites, NATO-ASI Series, D. Reidel Publishing Co., 333-361.
- DROSTE, J., 1987. Der Detritusbestand der unterkarbonischen Klastika der Zone von Badenweiler-Lenzkirch (Südschwarzwald). Dipl. Arb. Univ. Karlsruhe, unveröffentlicht., pp. 115.
- EISBACHER, G.H., 1996. Einführung in die Tektonik. - 2., neu bearb. u. erw. Aufl.. – Stuttgart, 1996, Enke.
- FLOYD, P.A., SHAIL, R., LEVERIDGE, B.E. AND FRANKE, W., 1991. Geochemistry and provenance of Rhenohercynian syrogonic sandstones: implications for tectonic environment discrimination. In: Morton, A.C., Todd, S.P. and Haughton, P.D.W., eds., Developments in Sedimentary Provenance Studies, Geol. Soc. Spec. Publ. No. 57, p. 173 – 188.
- GAGNY, C., 1962. Caractères sédimentologiques et pétrographiques des schistes et grauwackes du culm dans les Vosges méridionales. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 15, 139 -160.
- GAYK, T. AND KLEINSCHRODT, R., 2000. Hot contacts of garnet peridotites in middle/ upper crustal levels: new constraints on the nature of the late Variscan high T/low P event in the Moldanubian (Central Vosges, NE France). J. metamorphic Geol., 18, 293–305.
- GRIMM, B., 1983. Petrographische Untersuchungen des Marksteinbereiches (Paläozoikum, Südvogesen). Doctoral Thesis, University of Freiburg i.Br., pp. 1-80.

Die Geologie in der Umgebung des Grand Ballon (Elsass, NE-Frankreich)

- GÜLDENPFENNIG, M., 1998. Zur geotektonischen Stellung unterkarbonischer Grauwacken und Vulkanite der Zone von Badenweiler-Lenzkirch (Südschwarzwald). *Z. dt. geol. Ges.*, 149, 2, 213-232.
- HANN, H.-P., CHEN, F., ZEDLER, H., FRISCH, W. AND LOESCHKE, J., 2003. The Randgranite in the southern Schwarzwald and its geodynamic significance in the Variscan belt of SW-Germany. *Int. Journ. Earth Sciences*, 92, 821-842.
- KALT, A., ALTHERR, R., 1996. Metamorphic evolution of garnet-spinel peridotites from the Variscan Schwarzwald (FRG). *Geologische Rundschau*, 85, 211-224.
- KALT, A., ALTHERR, R. AND HANEL, M., 2000. The Variscan basement of the Schwarzwald. *Eur. J. Mineral.*, 12, 1, 1 – 43.
- KAY, R.W. AND MAHLBURG-KAY, S., 1991. Creation and destruction of lower continental crust. *Geol. Rundsch.*, 80, 2, p. 259 – 278.
- KOBER, B., KALT, A., HANEL, M. AND PIDGEON, R.T., 2004. SHRIMP dating of zircons from high-grade metasediments of the Schwarzwald/SW-Germany and implications for the evolution of the Moldanubian basement. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 147, 330-345.
- KRECHER, M. (2006): Die Turbiditsandstein-Komplexe der devono-karbonischen Markstein Gruppe im Oberelsass (NE-Frankreich) und ihre Beziehungen zu den moldanubischen Gesteinseinheiten von Schwarzwald und Vogesen. - Dissertation, Universität Freiburg i. Br.: 308 S., URL: <http://www.freidok.uni-freiburg.de/volltexte/2225>.
- KRECHER, M., 2003. Ein becken-dynamisches Modell für Südvogesen (NE-Frankreich) und Badenweiler Lenzkirch Zone (SW-Deutschland) zur Zeit des höheren Unterkarbons und seine Bedeutung für die variszische Entwicklung in der oberrheinischen Region. – *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i.Br.*, 93, 33-68.
- KRECHER, M., 1998/1999. Ein Beitrag zur Kenntnis des Kulmkonglomerates in der westlichen Badenweiler-Lenzkirch Zone (Unterkarbon, Südschwarzwald). – *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.*, 88/89: 277-296, Freiburg 1998 und 1999.
- LOWE, D.R., 1982. Sediment gravity flows II: Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents *J. Sedim. Petrol.*, 52: 279 – 297; Tulsa.
- MAASS, R., 1988. Die Südvogesen in variszischer Zeit. *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 10, 611–638.
- MAASS, R. AND STOPPEL, D., 1982. Nachweis von Oberdevon bei Markstein (Bl. Munster, Südvogesen). – *Z. dt. geol. Ges.*, 133: 403 – 408, Hannover.
- MCDONOUGH, W.F. & SUN, S.-S., 1995: The composition of the Earth. - *Chemical Geology*, 120: 223 – 253.

- MARSCHALL, H., KALT, A. AND HANEL, M., 2003. P-T evolution of a Variscan lower-crustal segment. A study of granulites of the Schwarzwald, Germany. *J. Petrol.*, 44, 227-253.
- MIGLIORINI, C.I., 1943. Sul modo di formazione dei complessi tipo Macigno. *Boll. Soc. Geol. It.*, 62, 48-50.
- SAWATZKI, G., HANN, H.-P., 2003. Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:50000, Blatt Badenweiler-Lenzkirch Zone. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg.
- SCHALTEGGER, U., 2000. U-Pb geochronology of the Southern Black Forest Batholith (Central Variscan Belt): timing of exhumation and granite emplacement. *Int. J. Earth Sci.*, 88, 814-828.
- SCHALTEGGER, U., FANNING, C.M., GÜNTHER, D., MAURIN, J.C., SCHULMANN, K. AND GEBAUER, D., 1999. Growth, annealing and recrystallisation of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contr. Mineral. Petrol.*, 134, 186-201.
- SCHNEIDER, J.-L., 1990. Enregistrement de la dynamique varisque dans les bassins volcano-sédimentaires dévonien-dinantiens: exemple des Vosges du Sud (zone moldanubienne). Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg (unpublished), pp. 222.
- SCHULMANN, K., SCHALTEGGER, U., JEZEK, J., THOMPSON, A.B. AND EDEL, J.-B., 2002. Rapid burial and exhumation during orogeny: thickening and synconvergent exhumation of thermally weakened and thinned crust (Variscan orogen in western Europe). *Am. J. Sci.*, 302, 856-879.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. - Blackwell Scientific Publications, Oxford: 312 S.
- TURNER, S., HAWKESWORTH, C., LIU, J., ROGERS, N., KELLEY, S. AND CALSTEREN P.V., 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, 364, p. 50 – 54.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Berichte der naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau](#)

Jahr/Year: 2008

Band/Volume: [98](#)

Autor(en)/Author(s): Krecher Marc

Artikel/Article: [Die Geologie in der Umgebung des Grand Ballon \(Eisass, NE-Frankreich\) 13-34](#)