

**DIE HAGENDORFER PEGMATITPROVINZ (OBERPFALZ / DEUTSCHLAND)
AUS SEDIMENTOLOGISCH-GEOMORPHOLOGISCHER UND
MINERALOGISCH-LAGERSTÄTTENKUNDLICHER SICHT**

von

**Harald G. Dill¹, Axel Gerdes², Frank Melcher¹, Berthold Weber³,
Astrid Techmer⁴ & Martin Füßl⁵**

¹Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
Postfach 510163, D-30631, Hannover, Deutschland

²Institut für Geowissenschaften, Petrologie und Geochemie
Universität Frankfurt, Altenhöferallee 1, D-60438 Frankfurt am Main, Deutschland

³Bürgermeister-Knorr Str. 8, D-92637 Weiden in der Oberpfalz, Deutschland

⁴Leibnitz Institut für Angewandte Geowissenschaften
Postfach 510163, D-30631 Hannover, Deutschland

⁵Alexander-von Humboldt-Str. 4, D-92711 Parkstein, Deutschland

Kurzfassung

Die Pegmatit-Provinz von Hagendorf-Pleystein zählt zu den größten Pegmatitarealen in Europa. Ihre Entwicklung läßt sich am ehesten im Rahmen des Gesamttemperaturgeschehens der variszischen Orogenese und der postvariszischen morpho-tektonischen Entwicklung verdeutlichen. Mineralogisch-lagerstättenkundliche und sedimentologisch-geomorphologische Detailuntersuchungen ermöglichten die Erstellung einer Phasen-Zonen-Gliederung der Pegmatitprovinz mit 3 Hauptzonen, die die räumliche Differenzierung wiedergeben (Quarzreiche Randzone, Aploidzone, Pegmatitzone) und 12 Phasen, die die zeitlich Abfolge widerspiegeln:

(1) variszische dynamometamorphe Überprägung, (2) Silikatmobilisation und Hydratisierung, (3) primäre Ca-REE-Mn-Phosphatmineralisation, (4) Primärsulfid- und -oxidmineralisation, (5) primäre Mg-Al-K-Fe-Mn-Li-Phosphatmineralisation, (6) bis (10b) sekundäre Phosphatmineralisation, (10c) Kaolinisierung, (11) Smektitisierung, (12) Rezente Umbildung und Artefakte. Die Phasen 1 bis 5 werden dem spätvariszischen pegmatitisch-hochhydrothermalen Temperaturgeschehen zugerechnet. Darauf deuten die in allen Zonen vorhandenen ererbten U/Pb-Isotopenverhältnisse und die Mineralvergesellschaftungen selbst hin. Mit Eintritt in die Phase 6 beginnt die Umlagerung der primären Phosphate unter niedrig-temperierten Bedingungen. Sie stellen einen Übergang von einer niedrig-temperierten hypogenen zu einer supergenen Mineralisation dar. Während in den Phasen 10a und 10b das mineralogische Geschehen in der Hagendorf-Pleysteiner Pegmatitprovinz für die einzelnen Mineralisationszonen noch prägend ist, setzt mit Phase 10c eine alles nivellierende Peneplainierung ein, die durch eine weiträumige Kaolinisierung im nordbayerischen Grundgebirge gekennzeichnet ist.

Im Verlauf der jüngeren Landschaftsgeschichte in Nordostbayern kommt es zu einer Veränderung der Alkalinität der meteorischen Wässer und einer verstärkten Zunahme der quellfähigen Smektit-Gruppen-Vertreten in den Verwitterungsneubildungen. Die jüngsten Bildungen stellen die phosphat-fayalit-führenden Schlackenreste in Raum Pleystein dar. Die Erze entstammen nicht Hutbildungen auf sulfid- und phosphat-führenden pegmatitischen Gesteinen, sondern sie gehen auf einen Abbau von Raseneisenerz zurück.

Abstract

The Hagendorf-Pleystein pegmatite province, Oberpfalz-SE/ Germany, ranks among the largest concentrations of pegmatitic and aplitic rocks in Europe. The largest pegmatite of this mining district totals 4.4 million tons of pegmatitic ore and was mined until recently at Hagendorf-South. The present study is a comprehensive report on the evolution of these pegmatites and aplites at the western edge of the Bohemian Massif within the context of the thermo-dynamic evolution of the Variscan orogen in this part of Europe and the morpho-dynamic processes shaping the landscape as well as the ore mineralization during the post-Variscan era, mainly from the late Cretaceous through the Recent. Based upon a joint mineralogical and sedimentological-geomorphological study as part of a wider project on the economic geology of this pegmatite province, a detailed subdivision of this mineralization into phases and zones has been established. Twelve phases form the principle categories based upon which the mineralogical evolution may be described in time while three zones - siliceous marginal zone, zone of aplitic mobilizates, central zone of pegmatites- denote the evolution in space: (1) Late Variscan dynamic and regional metamorphism, (2) silica mobilisation and autohydrothermal alteration (3) mineralisation of primary Ca-REE-Mn phosphates, (4) mineralisation of primary (Sn)-Pb-Cu-Bi-Ag-Zn-Fe sulfides and Ti- Nb-(Ta)-Fe-Sn- W-U-REE oxides, (5) mineralisation of primary Ba-Sc-Mg-Al-K-Fe-Mn-Li phosphates, (6) through (10b) secondary phosphates originating from alteration of phase (3) and (5) phosphates, (10c) kaolinisation, (11) smectitisation, (12) chemical and physical reworking and mining residues. Mineralization of phases 1 through 5 are part of the Variscan pegmatitic –high temperature hydrothermal stages. Uranium/ lead ratios inherited from older thermal events into younger host minerals such as ferrocolumbite or even torbernite may be identified in all zones. The onset of phase 6 marks a fundamental change in the physico-chemical processes. Primary phosphates and sulfides were altered under low-temperature conditions marking the transition from hypogene through supergene alteration. Phases 10a and 10b are still controlled by the underlying pegmatitic material with respect to their element assemblage. As opposed to previous phases, phase 10c is representative of a supergene alteration process which irrespective of the underlying lithology created a vast kaolin blanket at the western edge of the Bohemian Massif, part of which is still operated for ceramic purposes. Towards younger series kaolinite the prevailing phyllosilicate in the sparolite gradually decreases in favour of smectite-group minerals. The most recent Fe encrustations are true artefacts. Mining residues rich in fayalite and Ca phosphate did not originate from Fe smelting of Fe ore from gossans on top of phosphate-bearing pegmatites but have derived from bog iron ores.

EINLEITUNG

Die Hagendorf-Pleysteiner Pegmatitprovinz in der Oberpfalz, unmittelbar an der Grenze zur tschechischen Republik gelegen, hat heute in rohstoffgeologischer Hinsicht sehr viel von ihrer Bedeutung verloren (Abb. 1). Hagendorf-Süd, einst der größte Pegmatitstock Mitteleuropas, mit einem Gesamtinhalt von 4,4 Millionen Tonnen Pegmatitmaterial ist heute geflutet (FORSTER et al., 1967). Gegenwärtig geht nur noch bei Waidhaus ein Abbau auf Aplit in der Silbergrube um (Abb. 1). Die Pegmatitprovinz hat jedoch seit den ersten Untersuchungen, die zur Auffindung mehrerer Phosphatminerale, darunter des nach der Lokalität benannten Hagendorfits $[\text{NaCaMn}(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg})_2(\text{PO}_4)_3]$ führten, nichts von ihrer geowissenschaftlichen Anziehungskraft auf Mineralogen und Sammler verloren (SCHOLZ, 1925; FORSTER, 1965; FORSTER & KUMMER, 1974; STRUNZ, 1961; STRUNZ et al., 1975; UEBEL, 1975; MÜCKE, 1988, 2000, MÜCKE et al., 1990). Auch außerhalb dieses nordostbayerischen Lagerstättenbereichs haben die Pegmatite eine große Bedeutung für die Rohstoffversorgung, wie verschiedene Detailuntersuchungen und Klassifikationsversuche beweisen (ČERNÝ et al., 1995; ABELLA et al., 1995; ANDERSON et al., 1998; NOVAK & ČERNÝ, 1998; 2001; NOVAK et al., 2003, WISE, 1999; ERCIT, 2005; LONDON, 2005). Eine von allen akzeptierte Klassifikation der Pegmatite steht aber ebenso noch aus wie ein Genesemodell für viele der Pegmatite, die man häufig einem in der Nähe vorhandenen Granitkörper zuordnet. Erschwerend wirkt sich bei einigen Pegmatiten die ausgeprägte Zonierung, die Einpassung in das Nebengestein und die Alterseinstufung aus, wogegen es an kristallographischen und mineralogischen Detailuntersuchungen bestimmter Mineralphasen häufig nicht mangelt.

Bereits bei früheren Untersuchungen in Nordostbayern wurde den Bearbeitern klar, dass die heute aufgeschlossenen Teile der Hagendorf-Pleysteiner Pegmatitprovinz nur noch „Ruinen“ sind. Die Erosion hat dabei die pegmatitischen und aplitischen Körper unterschiedlich tief angeschnitten. In einigen Bereichen glaubte man nur noch die quarzreichen Wurzelzonen der Pegmatite zu erkennen. Man beließ es in dieser Zeit bei mineralogischen Untersuchungen, die sich fast ausschließlich auf die außergewöhnlichen Mineralfunde stützten, bei einer Konstruktion von „Luftsätteln“ und einigen Spekulationen über den Verlauf der Pegmatit- und Aplitkörper. Man muss hier auch hinzufügen, dass sich zu jener Zeit die Altersdatierungen vor allem auf die umliegenden spätvariszischen Granite und Uranvererzungen konzentrierten (BESANG et al., 1976; KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS, 1976; CARL & DILL, 1983, 1984; CARL & WENDT, 1993; WENDT et al., 1994; HÖLZL & KÖHLER, 1994).

Es ist sicherlich nicht leicht ein einigermaßen verlässliches Bild der erodierten Teile eines Gesteinskörpers zu entwerfen. Mit Hilfe geomorphologisch-sedimentologischer Studien zur Entwicklung des nordostbayerischen Grundgebirges und einer lagerstättenkundlich-mineralogischen Detailanalyse der Seifenminerale lässt sich mit hoher Wahrscheinlichkeit zumindestens für die jüngsten Teile des Abtragungsgeschehen ein Bild skizzieren, das auch die Architektur dieser Pegmatit-Aplitkörper mit einschließt und in Verbindung mit Zusatzinformationen aus den umliegenden Gebieten Altersdatierung und Mineralogie die Entwicklung dieser Lagerstättenprovinz veranschaulichen kann. Einen großen Raum innerhalb dieser Untersuchungen nimmt die Schwermineralanalyse ein, die sich bereits in anderen Teilen des nordostbayerischen Grundgebirges als eine wertvolle Hilfe zur Klärung des Abtragungsgeschehens erwiesen hat (DILL, 1988, 1990, 1991, 1994, 1995, 1998).

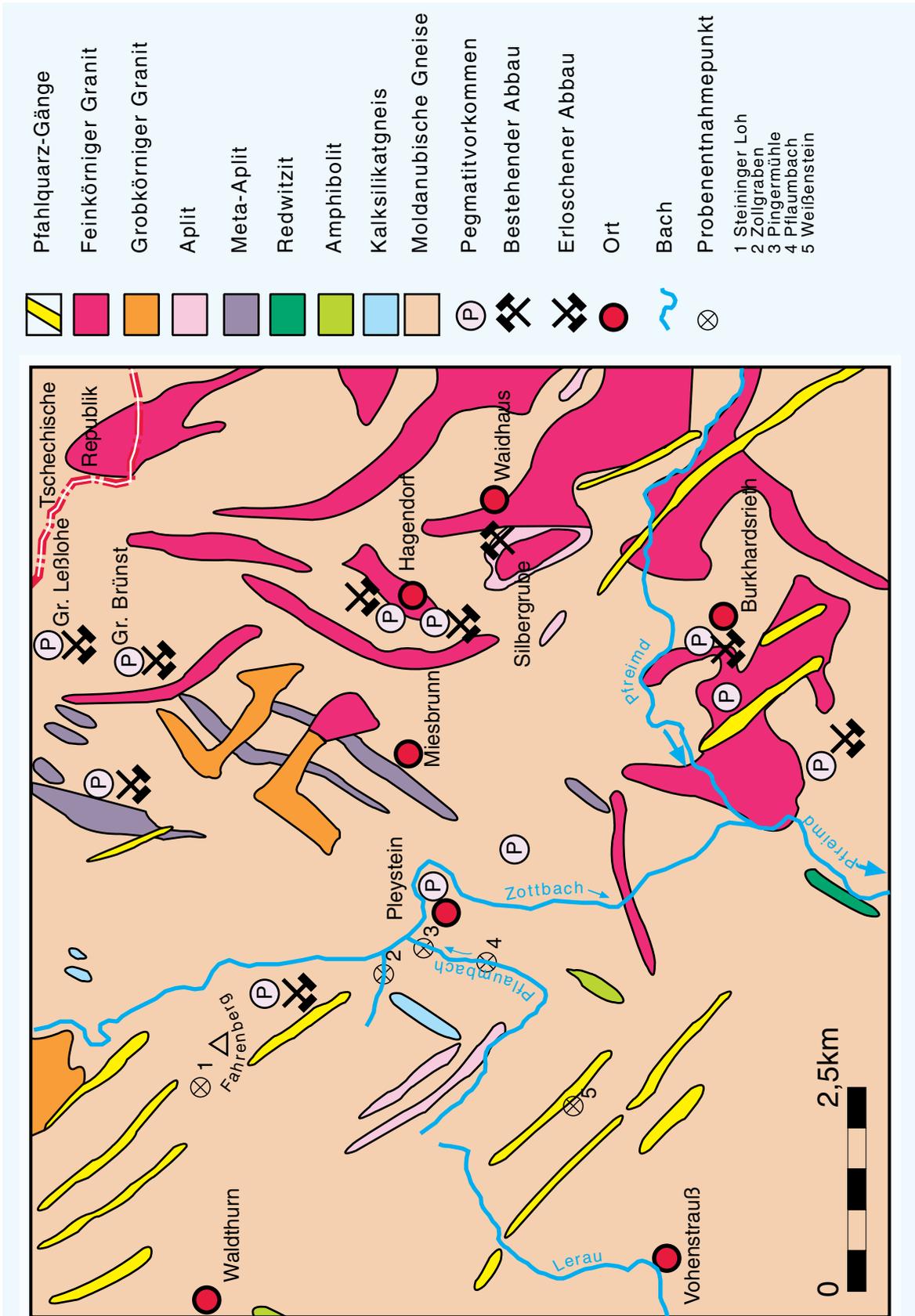


Abb. 1
 Übersichtskarte über die Pegmatit- und Aplitvorkommen der Hagendorf-Pleysteiner Pegmatitprovinz.
 Die Geologie wurde modifiziert von FORSTER (1965) übernommen.

Die Schwermineralanreicherungen im Vorland und im Abtragungsmaterial auf dem Grundgebirge stellen gewissermaßen eine (spiegelbildliche) *Bohrung nach oben* dar. Derartige Studien haben nicht nur akademischen Wert, sondern sie können auch einen wichtigen Beitrag für die Exploration von alluvial-fluviatilen Zinn-, Titan-, REE-, Gold- und Edelsteinseifen weltweit liefern (YOUNGSON & CRAW, 1995; PATYK-KARA, 2002; BURTON & FRALICK, 2003; DILL & LUDWIG, 2007).

GEOLOGISCHER RAHMEN

Die Hagedorf-Pleysteiner Pegmatitprovinz liegt im kristallinen Grundgebirge der moldanubischen Zone am Westrand der Böhmisches Masse (FRANKE, 1989). Das Nebengestein wird von präkambrischen Gneisen mit überwiegend Sillimanit, Cordierit, Quarz, Granat und Feldspat aufgebaut (FORSTER, 1965). Vereinzelt finden sich auch Kalksilikatgesteine und Amphibolite sowie als Metaaplite/-pegmatite angesprochene Mobilisate. In der Endphase der variszischen Gebirgsbildung drangen granitische Schmelzen in diesen Teil des Grundgebirges ein, denen die untersuchten Aplite und Pegmatite genetisch zugeordnet werden. Im Westteil des Arbeitsgebietes treten NW-SE-streichend Quarzgänge auf. Nach der variszischen Gebirgsbildung hob sich dieser Teil des Grundgebirges heraus und eine tiefgründige Verwitterung zersetzte die obersten Teile in einen kaolinreichen Saprolith. Die jüngsten Reliktstrukturen dieser Rumpfflächenbildung und chemischen Verwitterung stammen aus dem späten Mesozoikum und dem Känozoikum (LOUIS, 1984; BORGER et al., 1993). Nach dem Ende der Eiszeit setzte eine Zertalung der Rumpfflächen ein. In dieser Zeit wurde das heutige Gewässernetz geschaffen, in dem sich u.a. die Seifenminerale finden, die Teil dieser Studie sind.

METHODEN

Die sedimentologischen Methoden umfassten neben der Korngrößenanalyse mit einem Micromeritics SediGraph 5100 (Dispersionsmittel $(\text{NaPO}_3)_{12-13} \cdot \text{Na}_2\text{O}$ und NaHCO_3) die Schwermineralanalyse. Die Schwerminerale (Dichte $> 2.9 \text{ g/cm}^3$) wurden mit Natriumpolywolframat abgetrennt wie bei CALLAHAN (1987) beschrieben. Auf die Verwendung jeglicher Säuren wurde verzichtet, um säurelösliche Minerale wie Monazite und Apatit nicht zu zerstören. Die Routinemikroskopie (ca. 200 bis 300 Körner) mit dem Durchlichtmikroskop reicht für eine derartige Analyse nicht aus. Die Durchlicht-Dünnschliffmikroskopie wurde deshalb durch SEM-EDX, Elektronenstrahlmikrosondenanalyse und Röntgenbeugungsuntersuchungen ergänzt. Die chemische Zusammensetzung bezüglich der Haupt- und Nebenelemente wurde mit der Röntgenfluoreszenzmethode bestimmt, wobei Boratschmelztabletten verwendet wurden. Als Altersdatierungsmethoden kamen drei verschiedene Methoden entsprechend ihrer Wirkungsbereiche zum Einsatz. Für die jüngsten Bereiche wurde die Radio-Karbon-Methode angewendet wie sie von GEYH & SCHLEICHER (1990) beschrieben wurde. Untersuchungsobjekte waren in den Seifen auftretende verschwemmte Hölzer. Für die mittleren Zeitabschnitte fand die optisch-angeregte Lumineszenz-Datierung (OSL) von Siliziklasten wie Quarz und Feldspat Verwendung (HUNTLEY et al., 1985).

Detaillierte weiterführende Hinweise und die theoretischen Grundlagen zu dieser Methodik sind bei AITKEN (1998) und bei WINTLE (1997) beschrieben. Die wichtigste Methode zur Datierung stellt die Laser-Ablations Technik dar (Laser Ablation Inductive Coupled Plasma Mass Spectrometry / LA-ICP-MS). Die analytischen Bedingungen sind von GERDES & ZEH (2006) beschrieben worden.

DIE SEIFENABLAGERUNGEN

Resultate

Mineralogische Zusammensetzung

Die mineralogische Zusammensetzung der Gerinneablagerungen im Bereich der Pleystein-Hagendorfer Pegmatit-Provinz lässt sich in fünf Gruppen unterteilen. (1) Leichtminerale, (2) Schwerminerale, (3) Schwermineralaggregate, (4) Lithoklasten, (5) Inkrustierungen (geogenen und anthropogenen Ursprungs).

Die Leichtminerale Vermikulit, Chloritgruppenminerale liegen vor allem in der Fraktion $< 63 \mu\text{m}$ vor. Muskowit, Quarz, Plagioklas und die Alkalifeldspäte sind in der Kornfraktion $> 63 \mu\text{m}$ anzutreffen.

Einzelkörner unter den Schwermineralien lassen sich über die gesamte Bandbreite von $63 \mu\text{m}$ bis $5000 \mu\text{m}$ nachweisen. Es handelt sich dabei um Minerale der Granat- (Gruppe I: $\text{al}_{42-82}\text{py}_{8-31}\text{sp}_{2-45}\text{gr}_{0-11}\text{an}_{0-3}$, Gruppe II: $\text{al}_{61-63}\text{py}_{12-13}\text{sp}_{7-8}\text{gr}_{16-17}\text{an}_{1-2}$), Epidot-Klinozoisit-Gruppe, Turmaline, Sillimanit, Monazit und Zirkon. Amphibole und Einzelkristalle von Kassiterit weisen eine hohe Angularität auf, wogegen Zirkon, Ilmenit und Monazit als „subrounded“ bis „rounded“ im Sinne von TUCKER (2001) anzusprechen sind.

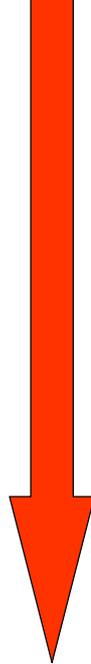
Schwermineralaggregate spielen für die Herkunftsbestimmung und die Rekonstruktion der Pegmatitentwicklung eine sehr wichtige Rolle. Nigrinaggregate konservieren auf Grund ihrer Verwitterungsresistenz Mineraleinschlüsse und Kassiteritaggregate bewahren bedingt durch ihre Verwachsungsform („Visiergrauen“) Internsedimente vor der Auswaschung (Abb. 2) (DILL et al., 2007a, b).

Ferrocolumbit, Nb-Rutil und Mn-Ilmenite sind häufige Einschlüsse in den Nigrinaggregaten. In dieser Arbeit wird Nigrin als ein schwarzer wechselseitiger Mineralverband von Ilmenit mit Nb-haltigen Rutil angesehen, eine Definition, die sich eng an die Definition von RAMDOHR (1975) anlehnt. Fünf Subtypen von Nigrin lassen sich an Hand ihrer Einschlüsse unterscheiden. Die Typen A1 und A2 enthalten Wolframit, während B1- und B2-Aggregate auch Einschlüsse von Ferrocolumbit, Pyrochlor, Sphalerit, Pyrrhotin und Eisenoxide enthalten. Der Type C wurde an dieser Stelle mit aufgelistet, auch wenn ihm die für Nigrine typische Verwachsung mit Ilmenit fehlt. Er ist als W-reiche Rutilverwachsung anzusprechen. Charakterische Verdrängungsminerale im Nigrin sind der Pseudorutil auch als Arizonit bekannt (GREY et al., 1994) und „Leukoxen“ mit einem $\text{Ti}/(\text{Ti}+\text{Fe})$ Verhältnis > 0.7 (Abb. 3).

Verwitterungsbeständigkeit von Schwermineralien

- Pyroxen
- Amphibol
- Sphen
- Phosphate
- Granat
- Ilmenit
- Turmalin
- Kassiterit
- Rutil

min



max

Gepanzerte Relikte - Intersedimente



Kassiterit



Nigrin

Gepanzerte Relikte - Einschlüsse

Abb. 2

Schwerminerale und Schwermineralaggregate im Arbeitsgebiet. Für die Klärung der Herkunftsfrage der Schwerminerale sind neben den Schwermineralaggregaten „Nigrin“, welche Einschlüsse konserviert, und den Kassiteritaggregaten mit ihren Intersedimenten vor allem die Granate als Einzelkörner von Bedeutung.

Pseudorutil und „Leukoxen“ treten auch in den Kassiteritaggregaten auf. Sie finden sich in diesen Schwermineralaggregaten auf Rissen und Korrosionsbuchten zusammen mit Florencit und Gorceixit-Florencit-Plumbogummit-Crandallit-Mischkristallen. Diese APS-Minerale *sensu* DILL (2001) begleiten Kaolinite und Anatas (Abb. 4). Als weitere Intersedimente sind Kaolinit-Illit Mixed-Layer, Ca-Smectit, Quarz, Alkalifeldspat (Albit), Pistazit, Muskowit-Phengit, Biotit, Chlorit und Ilmenit bestimmbar.

Die Lithoklasten spiegeln die entlang der Gerinne aufgeschlossenen Lithologien wider. Es handelt sich um Gangquarze, Kalksilikate (Diopsid-Plagioklas-Zoisit-, Granat-Zoisit-Clinozoisit-, Labradorit-Amphibol-Kalksilikatfelse).

Die Gruppe der Enkrustierungen sind sowohl natürlichen Ursprungs wie die quartären limonitischen Eisenkrusten als auch anthropogener Herkunft. Fayalit- und phosphatreiche Eisenanreicherungen sind eindeutig Ausdruck einer früheren, jedoch wirtschaftlich nie wirklich bedeutenden Eisenverhüttung in dieser Gegend.

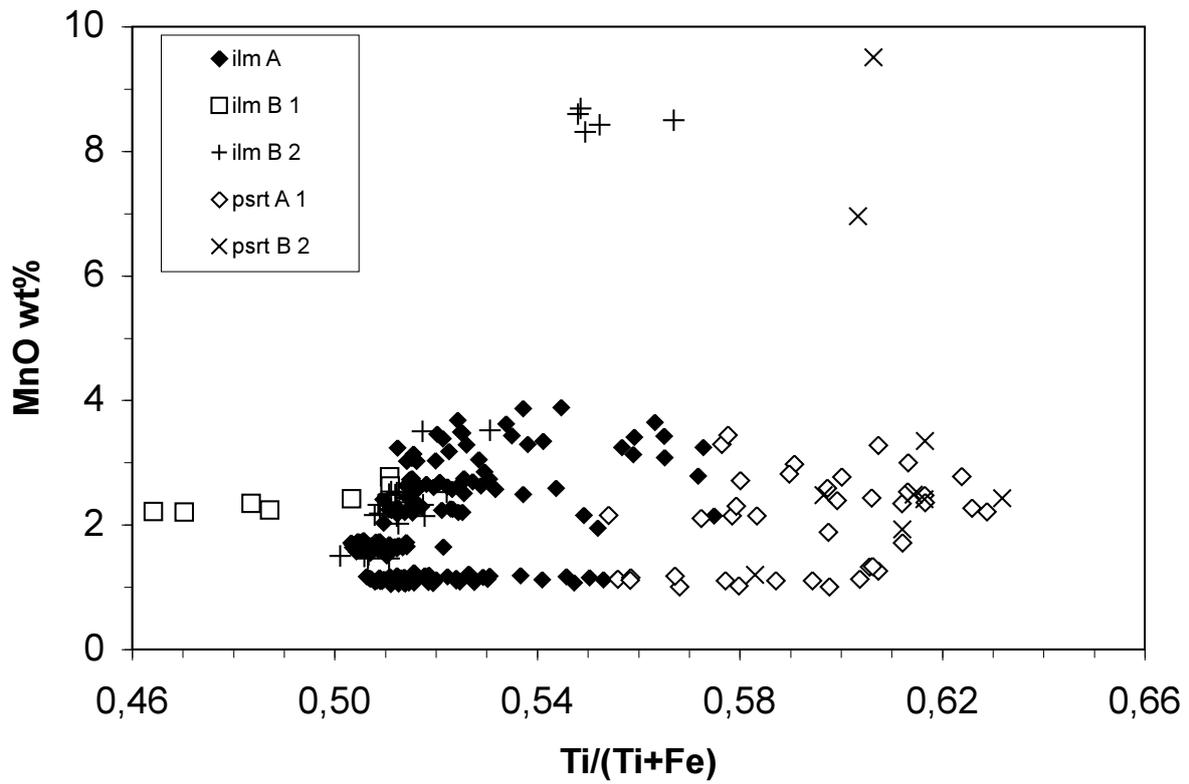


Abb.3

Ilmenit („ilm“) - Pseudorutil („psrt“) - Übergänge und Elementvariationen in Nigrinaggregaten der Schwermineralkonzentrate. A, B und C weisen auf die im Text erwähnten Nigrintypen hin.

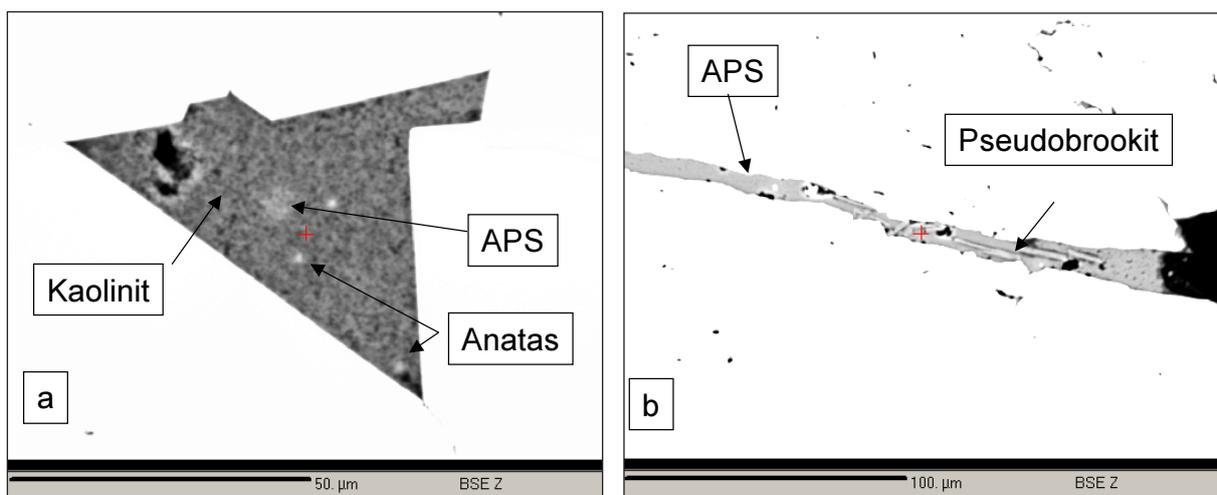


Abb. 4

Einschlüsse und Intersedimente in Kassiteritaggregaten aus den Bachsedimenten.

Altersdatierung

Die Altersdatierung der Seifen und chemischen Umlagerungsprodukte beruht auf der Datierung von U-führenden Ferrocolumbiten und von sekundären Uranmineralien (Torbernit) mittels der U/Pb-Methode, von Trägersedimenten der Seifen mittels OSL und von verdriftetem Holz im Sedimentkörper unter Verwendung der Radio-Karbon-Methode (Abb. 5). Die Ergebnisse sind in den jeweiligen Umlagerungsstadien des Evolutionsschemas von Abb. 6 aufgeführt.

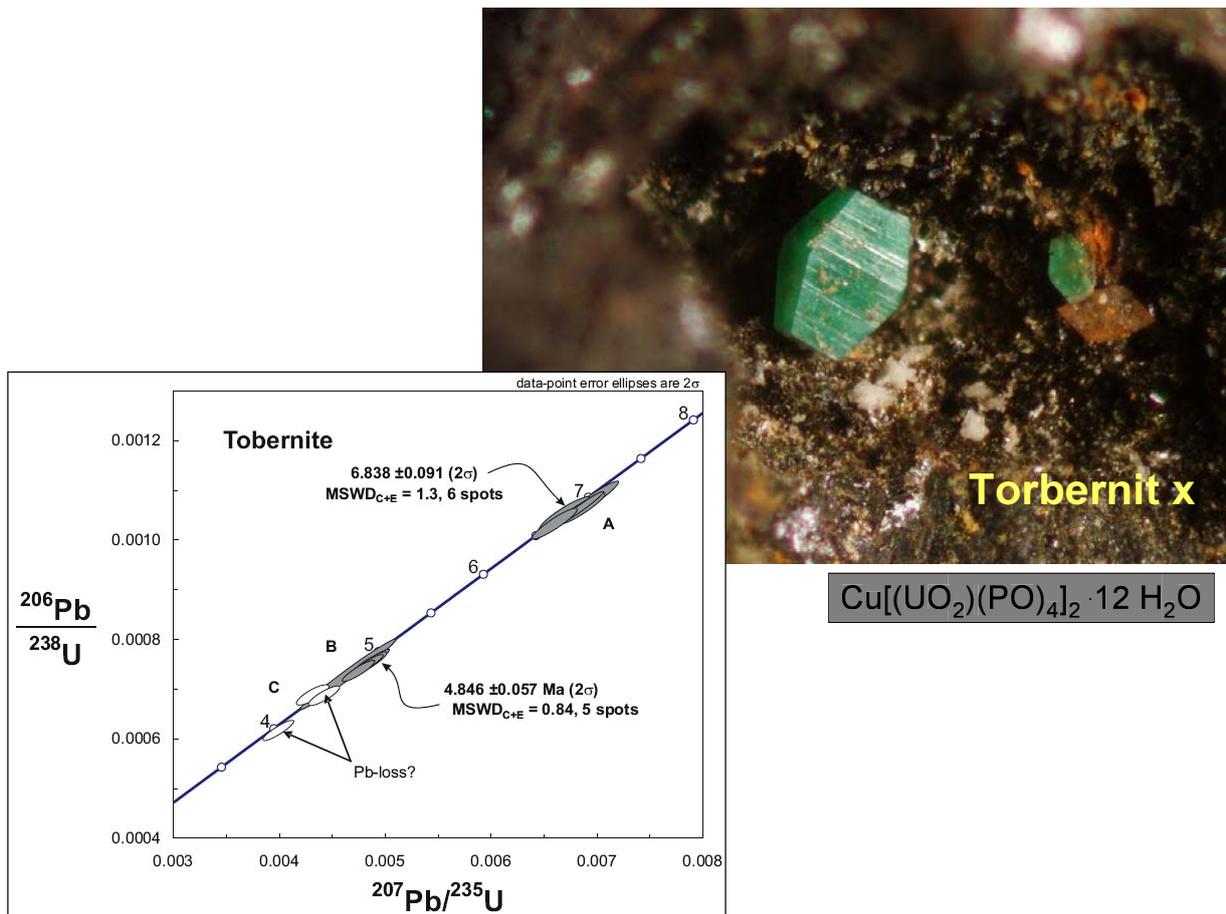


Abb. 5

Torbernit aus der Region Pleystein-Hagendorf mit Altersdatierungsdaten ermittelt nach der LA-ICP-MS-Methode (Laser-Ablation-Inductive-Coupled-Plasma Mass Spectrometry).

Quelle	Ablagerungsmilieu				
Stadium I	Stadium II	Stadium III	Stadium IV	Stadium V	Stadium VI
Einschlüsse Pegmatisch-hydrothermale Prozesse im Umfeld des Granites	Trägermineral Rumpfflächenbildung	Rissfüllung Chemische Verwitterung und Verdrängung primärer Fe-Phosphate und - Oxide	Hohlraum-Auskleidung Neomorphismus von Alterationsmineralien	Hohlraum-Ausfüllung Interne Sedimente	Colluvial-fluviale Sediment⁴ Begleitminerale
PHYSICO-CHEMISCHE BEDINGUNGEN: T ± 450 °C, pH > 7, Eh 0	PHYSICO-CHEMISCHE BEDINGUNGEN: T > 22°C, pH < 7, Eh > 0	PHYSICO-CHEMISCHE BEDINGUNGEN: T < 50°C, pH 4 – 6, Eh > 0	PHYSICO-CHEMISCHE BEDINGUNGEN: pH < als in IV	PHYSICO-CHEMISCHE BEDINGUNGEN: pH ≥ 7, Eh 0	PHYSICO-CHEMISCHE BEDINGUNGEN: pH ± 7, Eh > 0
Bildungsalter: Permo-Carbon	Bildungsalter: Oberkreide-Tertiär	Bildungsalter: Neogen	Bildungsalter: Neogen	Bildungsalter: Neogen-Quartär	Bildungsalter: Quartär
Ferrocolumbit					
Mn-Ilmenit					
Nb-Rutile					
KASSITERIT	KASSITERIT	4,8-6,8 Ma (U/Pb)			30 Ka (TL)
	Nigrin				
		Pseudorutil- Leukoxen			
299 - 302 Ma (U/Pb)		Gorceixit-Florencit	Gorceixit-Florencit		1 Ka (C-14)
		Gorceixit-Florencit-Plumbogummit-Crandallit	Gorceixit-Florencit-Plumbogummit-Crandallit		
			Fe-Al-Phosphate (?)		
			Anatas	Pyrophyllit (?)	
			Kaolinit	Kaolinit	
				Kaolinite-illite Mixed-Layer	
				Ca-Smectit	
				Quarz	Quarz
				Alkaline feldspar (albite)	Alkaline feldspar
				Epidote (pistazite)	
				Muscowite-phengite	Muscovite
				Biotite	
				Chlorite	Chlorite
				Ilmenite	
					Amphibole
					Vermiculite
					Monazite

Abb. 6

Schema der sedimentologisch-mineralogischen Umlagerungsvorgänge im Raum Pleystein-Hagendorf. Die Zahlenangaben in den jeweiligen Stadien geben die durch physikalische Altersdatierungsmethoden (in Klammer) gewonnenen Altersdaten wieder.

Interpretation

Die Muttergesteine der Seifenminerale und Seifenmineralaggregate

Hinweise auf die erodierten Anteile der Pegmatitprovinz lassen sich zumindest in Teilbereichen aus den Nigrininkclusionen ableiten. Die spätvariszischen Pegmatite in der Region Pleystein-Hagendorf sind Nb-spezifiziert (TEUSCHER & WEINELT, 1972). Die im Typ-B-Nigrin und seinen Ferrcolumbiten angetroffenen Nb-Ta-Verhältnisse ermöglichen eine direkte Korrelation mit Teilbereichen dieser Pegmatite und den von MÜCKE (2000) beschriebenen Ti- und Nb-Mineralen (z.B. Columbit). Es gibt aber, wie nicht anders zu erwarten auch quantitativ und qualitativ augenfällige Unterschiede, die nur über das Abtragungsgeschehen erklärbar werden (DILL et al., 2007a). Was das Abtragungsgeschehen anbelangt, lassen sich drei Abtragungs-Gruppen erkennen, die man mit Stadien der Pegmatitentwicklung in diesem Raum korrelieren kann: (1) niedrig-Nb-Quarz-Stadien, (2) hoch-Nb-Pegmatit- Stadien, (3) hoch-W- Stadien. Stadium 2 wurde bereits als dem Pegmatit zugehörig erkannt. Die Stadien 1 und 3 dagegen sind phasenmäßig nur noch rudimentär nachweisbar.

Die Muttergesteine der Typ-A-Nigrins sind mit Hilfe der Mineraleinschlüsse und chemischen Signaturen mit NW-SE-streichenden Quarzgängen korrelierbar. Es lassen sich noch einzelne Nigrine in den Quarzgängen nachweisen. Die Masse ist jedoch abgetragen und eine Beziehung zu den quarzgebundenen Titananreicherungen kann deshalb nur über einen Literaturvergleich hergestellt werden, wobei vor allem niedrige Nb- und hohe Cr-Gehalte als indikativ herangezogen werden können. Vergleichbare quarzgebundene Ti-Anreicherungen wurden von BRENAN et al. (1994) aus dem Disentis (Schweiz) beschrieben.

Die Nigrintypen B, die als Vertreter eines Hoch-Niob-Pegmatit-Stadiums beschrieben wurden, ähneln der Nb-Ti-U-Mineralisation, wie sie von der 115m-Sohle in Hagendorf beschrieben wurde. Dies würde nicht im Widerspruch zum Abtragungsmodell stehen, da man annehmen kann, dass auch andere heute bis auf die Quarzwurzel erodierte „Pegmatitruinen“ in dieser nordost-bayerischen Pegmatitprovinz eine solche Mineralisation in ähnlicher Form enthalten haben. In einigen Fällen, wie etwa zur Erklärung der hohen W-Gehalte in den Columbiten, reichen die Vergleichsdaten aus der Pegmatitprovinz selbst nicht mehr aus und es müssen deshalb Vergleichsdaten aus den zentralen Bereichen der Böhmisches Masse, wie etwa vom Vezná-Pegmatit (Tschechische Republik) oder tiefer angeschnittenen Regionen herangezogen werden (ČERNÝ et al., 1999, 2000). Wolframit im Type-B-Nigrin hat sich bei einer Temperatur von ca. 450°C in einer Pegmatitphase entwickelt, wie sie von MÜCKE et al. (1990) aus dem Sulfid-Stadium von Hagendorf beschrieben wurde.

Die Fe/(Fe+Mn)-Verhältnisse (0.82 - 0.89) und Nb/(Nb+Ta)-Verhältnisse (0.98) der Ti-Ferrocolumbite sind charakteristisch für Columbite der beryllführenden an Fluor verarmten Pegmatite (ČERNÝ, 1992). Das sehr hohe Nb/Ta Verhältnis in den Ferrocolumbiten der Nigrine deutet einen geringeren Fraktionierungsgrad an als im Bezugspegmatit von Hagendorf.

Die W-reichen Typ-C-Nigrine lassen sich nicht direkt einem Festgesteinsareal in Nordbayern zuordnen. Derartige Rutil sind nur aus alluvialen Zinnseifen, stark alterierten Graniten bzw. hochhydrothermalen Vererzungen bekannt (HASSAN, 1994; SARDI, 2003). Es liegt damit der Schluss nahe, dass diese Nigrin-Typen auf eine solche hochhydrothermale Phase hinweisen, deren Gesteine völlig der Verwitterung und Erosion zum Opfer gefallen sind. Als „entfernte Verwandte“ lassen sich bestenfalls die nahe Neualbenbreuth aufgeschlossenen Quarz-Wolframit-Gänge ansehen (DILL, 1995). Die Übergänge zu den an Kalksilikate gebundenen Scheelit-mineralisationen, wie sie im Pleysteiner Ortsteil Gsteinach bekannt sind, liefern die Scheelit-Seifenminerale, die mit dem W-führenden Rutil zusammenvorkommen.

Unter den Begleitschwermineralen kommt den Granatvarietäten besondere Bedeutung zu (Abb. 7). Almandin-pyrop-betonte Granate sind die häufigsten Granate. Sie lassen sich problemlos mit dem metapelitischen Nebengestein korrelieren. Die almandin-grossular-betonten Granate entstammen den Kalksilikaten, die linsenartig in die Gneise eingeschaltet sind. Besondere Aufmerksamkeit verdienen die almandin-spessartin-betonten Granatmischkristalle. Sie lassen am besten noch die ehemalige rhombendodekaedrische Gestalt erkennen, während alle anderen Granatvertreter als subhedrale bis anhedrale Körner in den Bachsedimenten auftreten. Wie die Festgesteinsuntersuchungen zeigen, sind die spessartinführenden gut kristallisierten Granate typisch für die randlichen Teile der Aploide in dieser Region. Den bräunlichen spessartin-führenden Granatmischkristallen kommt damit die Rolle eines Pfadfinderminerals zu. Spessartine sind ein wichtiger Hinweis auf das Vorhandensein von pegmatitisch-aplitischen Körpern im Grundgebirge am Westrand der Böhmisches Masse.

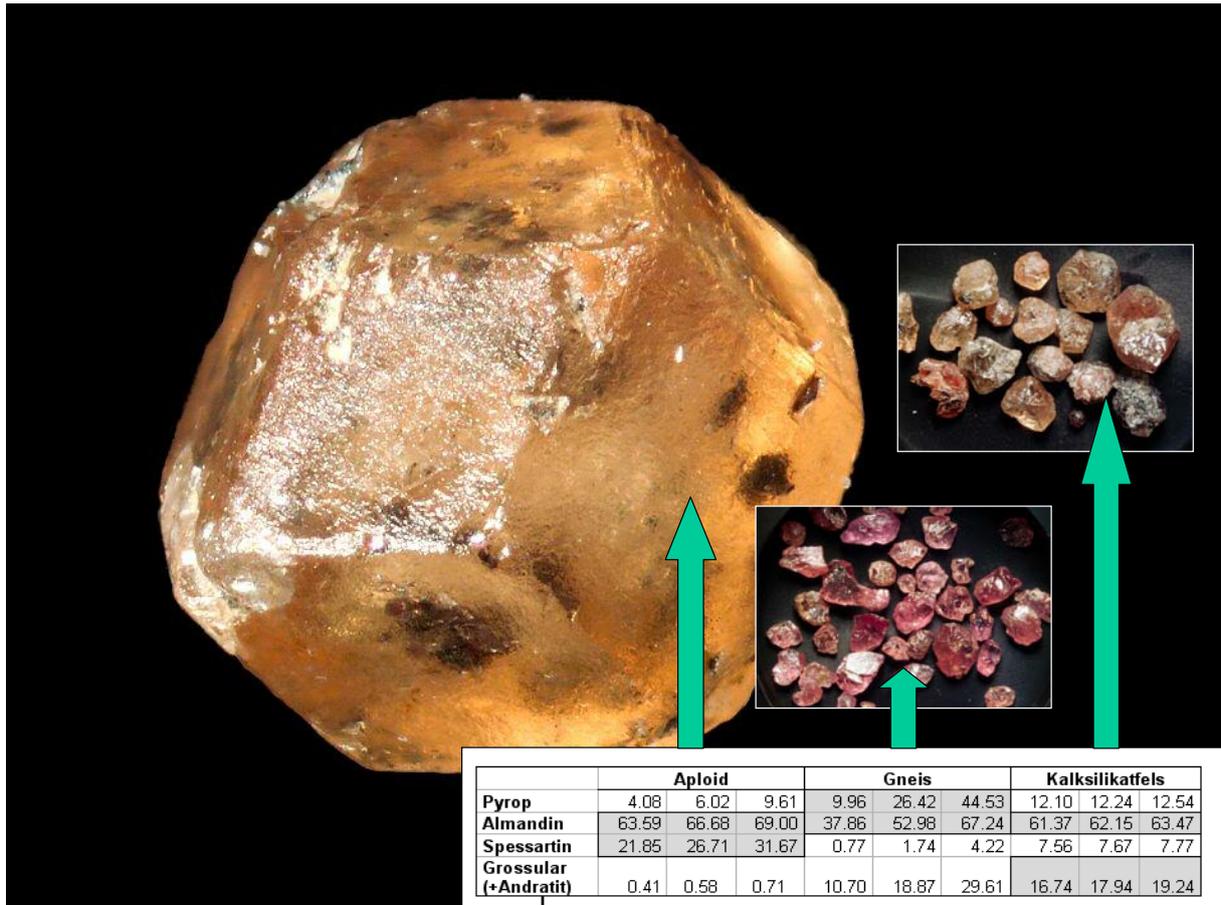


Abb. 7

Zusammensetzung der Granate im Schwermineralspektrum der Bäche um Pleystein und ihre Herkunft.

Erosion, Umlagerungen und Alteration der Pegmatite im Verlauf des Postvariszikums

Das „zweite Eisen im Feuer“ unter den Schwermineralaggregaten ist der Kassiterit. Der Nigrin eignet sich als Schwermineralaggregat zur Klärung der Frage: „Was geschah im Verlauf des Spätvaristikums in diesem Teil des Grundgebirges?“ Der Kassiterit als Träger von Internsedimenten kann eine Antwort auf eine andere Frage geben: „Was geschah mit dem Grundgebirgsmaterial im Postvaristikum?“ Zwar verfügt auch der Nigrin über Alterationsminerale wie Pseudorutil, Hämatit, „Leukoxen“ und eine bisher nicht beschriebene Ti-Al-Fe-P-Verbindung. Sie weisen jedoch nicht die für die Beschreibung der Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge hohe Aussagekraft wie die in den Internsedimenten der Kassiterite enthaltenen Minerale auf.

Ausgangspunkt für die Stadiengliederung in Abb. 6 ist das pegmatitisch-aplitische Geschehen im Zeitraum 299 bis 302 Ma. Im Stadium I bildeten sich neben dem Kassiterit, der Nigrin, Ferrocolumbit und Ilmenit. Im Stadium II sind die ältesten in Nordostbayern noch nachweisbaren Rumpfflächenbildungen zusammengefasst.

Mit Hilfe der Nigrintypisierung konnte eine Zuordnung des Typs A zu Quarzgängen erbracht werden. Diese Quarzgänge befinden sich jedoch heute außerhalb des Einzugsgebietes der beprobten Gerinnesysteme (Abb. 8).

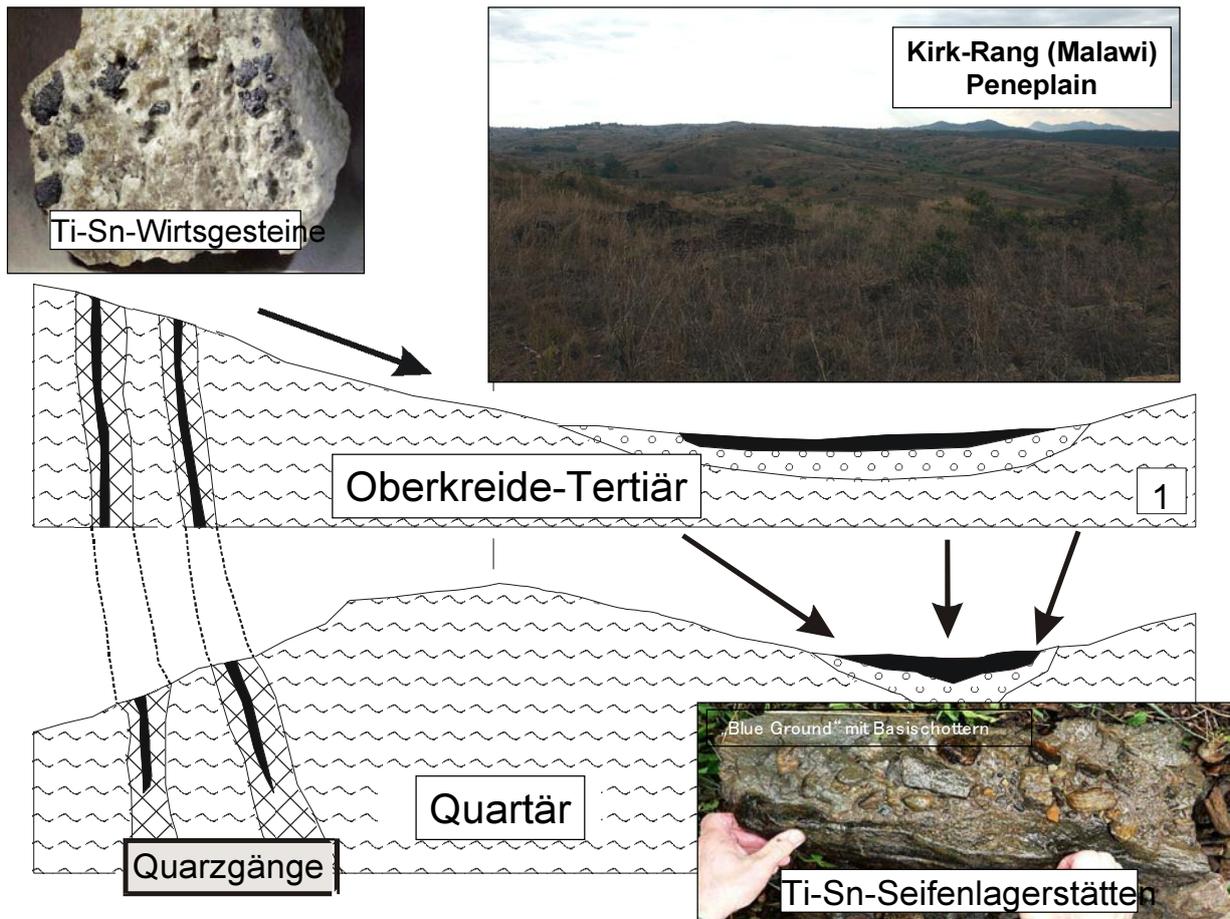


Abb. 8

Entwicklungsschema der Nigrin und Kassiterit führenden Paläoseifen und rezenten Seifen im Raum Hagendorf-Pleistozän. Im Zeitraum Oberkreide-Tertiär entwickelte sich eine Ti-Sn-Paläoseife auf einer Paläorumpffläche in ähnlicher Form wie in der zentralafrikanischen Savanne. Die Quarzgänge, die die Schwerminerale lieferten, lagen zu jener Zeit im Einzugsgebiet des Paläodrainagesystems. Im Quartär, bedingt durch die starke erosive Zerschneidung, kamen die Quarzgänge außerhalb des heutigen Drainagesystems zu liegen. Die Schwerminerale wurden von der Paläoseife in die rezente Seifen umgelagert.

Die rezenten Flusssedimentablagerungen sind durch eine Wasserscheide vom Ausbiss der Quarzträgergesteine getrennt. In der heutigen Ausbissregion der Quarzgänge finden sich jedoch keine Seifenablagerungen mit Nigrin oder Kassiterit. Als sich die Paläoseifen in der Kreide und Tertiär bildeten gab es diese Zertalung noch nicht. Es erstreckte sich eine weite durch Flachmuldentäler charakterisierte Rumpffläche wie man sie heute z.B. in Afrika im Bereich der Kirk-Range in Malawi noch erkennen kann. Malawi gehört zu den Ländern in Afrika, die über reiche alluvial-fluviatile Ti-REE-Seifenablagerungen verfügt (HOLT, 1965; CARTER & BENNETT, 1973; MINISTRY OF FORESTRY AND NATURAL RESOURCES, 1990; FORCE, 1991). Diese Seifenablagerungen, die sich zu einem Teil aus den alkalireichen Magmatiten der Chilwa-Provinz ableiten lassen, zeigen eine enge Beziehung zur geomorphologisch-sedimentologischen Entwicklung dieses Raumes auf, die durch zwei herausragende Prozesse gekennzeichnet ist: die polyzyklische Rumpfflächenbildung und die tiefgründige chemische Verwitterung unter tropisch-subtropischen Bedingungen (DILL & LUDWIG, 2007).

Die rezenten klimamorphologisch-lagerstättenkundlichen Verhältnisse in Zentralafrika sind ein Abbild dessen, was sich im Zeitraum Kreide-Tertiär in Mitteleuropa abspielte (THOMAS, 1994; TWIDALE, 2002). Die Beziehung zwischen magmatischem (pegmatitischem) Liefergestein und den Seifenablagerungen lässt sich direkt von Afrika auf die Oberpfalz übertragen. Es gibt quasi nur zeitliche Unterschiede.

Die Nigrine und Kassiterite wurden in weiten Spülmulden auf der Paläorumpffläche zusammengeschwemmt, wobei sich in den Kassiteriten auf Grund ihrer speziellen kristallmorphologischen Charakteristika Aluminium-Phosphate, Kaolinit und Anatas bildeten, die auf saure meteorische Lösungen und oxidierende niedrigtemperierte Bedingungen in den Stadien III und IV hinweisen (Abb. 6). Primärphosphate wie Apatit sind im Verlauf dieser supergenen Alteration zerstört worden. An ihrer Stelle bildeten sich die Aluminium-Phosphate (APS-Mineralie):



Barium und Blei in den APS-Mineralien lassen sich aus der Zerstörung der Kalifeldspäte, Calcium aus dem Apatit und den Plagioklasen und die Seltenen Erden aus den Mineralien Monazit, Xenotim und Pyrochlor ableiten. Auf erhöhte Bleianreicherungen im Kaolin während der Oberkreide und des Tertiärs haben bereits STÖRR et al. (1991) hingewiesen. Auf die Umwandlung von Ilmenit in Anatas über die Zwischenstufe Pseudorutil haben bereits ANAND & GILKES (1984) hingewiesen.

In den Stadien V und VI änderten sich sowohl die physikalisch-chemischen Bedingungen der Verwitterungslösungen als auch das morphologische Geschehen. An die Stelle der weitgespannten Flachmuldentäler traten immer mehr die Täler, wie wir sie aus dem heutigen Landschaftsbild Mitteleuropas kennen. Die Internsedimente in den Kassiteriten weisen nicht mehr die für niedrige pH-Werte charakteristischen Minerale (z.B. APS-Mineralie) auf, sondern Kaolinit-Mixed-Layer und Smektite, die auf einen Anstieg des pH-Wertes hindeuten, b.z.w. eine Vermischung unterschiedlicher „Geoazidometer“. Während dieser geomorphologischen Umbildung der Landschaft gelangten die an der Kreide-Tertiär-Grenze vorkonzentrierten Schwerminerale Nigrin und Kassiterit in das Einzugsgebiet der rezenten Gerinnesysteme, während die ursprünglichen quarzführenden Wirtsgesteine außerhalb des Einzugsgebietes zu Liegen kamen. Sie kommen jedoch auf Grund des tiefen Anschnittniveaus in diesem Teil nicht mehr als Liefergesteine für Ti-Sn-Anreicherungen in Frage. Mit Hilfe der U/Pb-Datierung lässt sich für die Stadien III und IV ein Pliozänalter annehmen und mittels Radiokarbon- und Thermoluminiszenzdatierungen verschiedene Umlagerungsphasen innerhalb des Stadiums VI nachweisen (Abb. 6).

DIE APLITISCHEN UND PEGMATISCHEN MOBILISATE

Resultate

Während die Pegmatite um Hagendorf-Pleystein auf die Mineralogen eine sehr große Anziehungskraft ausübten, fristeten die Aploide und Pegmatoide, einige wurden auch als Metapegmatische bezeichnet, ein mineralogisch-petrographisches Schattendasein (FORSTER, 1965; FORSTER & KUMMER, 1974).

Teilweise sind selbst größere Vorkommen in der geologischen Karte 1:25000 nicht enthalten. Die im Rahmen dieses Projektes untersuchten metamorphen Mobilisate bestehen aus Kalifeldspat, Albit-Oligoklas, Muskowit und Fe-Chlorit. Zur Feingliederung können die Minerale Turmalin und Granat herangezogen werden, die in unterschiedlicher Intensität in den Mobilisaten auftreten (Abb. 9). Die Granate weisen einen ausgeprägten Zonarbau auf (Abb. 10). Es handelt sich um almandin-spessartin-betonte Granate mit einem spessartin- und grossularreichen und an Pyrop verarmten Kern (Abb. 11). Die Granatzusammensetzung entspricht der der gut kristallisierten Granate, die im Schwermineralspektrum der rezenten Seifen gefunden wurden. Bemerkenswert an diesen Aploiden sind die Phosphatmineralisationen, die sich mit der der Nachbarpegmatite hinsichtlich Variabilität durchaus messen können, aber auch charakteristische Unterschiede zu den Phosphaten der Hauptpegmatite aufweisen. Die Aploide führen anders als die Hagendorfer Pegmatite keine Li-Verbindungen, führen aber, wie erstmalig für diesen Raum nachgewiesen, Sc-Phosphate (DILL et al., 2006). Ähnlich wie im Hauptvorkommen Hagendorf und den bereits angesprochenen Nigrinaggregaten, treten auch in den untersuchten Aploiden Ferrocolumbitkristalle auf (Abb. 11).

Die einzelnen Phosphate werden bezüglich der Entwicklungsstadien der Aploide aufgeführt (Abb. 11, 12). In Phase III treten Apatit I, Mn-Apatit II und Nd-Sm-Monazit auf, in Phase V Triplit, Wolfeit, Triploidit, Lazulit und ein bisher nicht bekanntes K-Ba-Sc Phosphat. Die Phasen VI und VII sind durch stark hydratisierte Mg-Fe-Mn- und Uranyl-Phosphate gekennzeichnet (Gordonit, Phosphoferrit, Mn-Vivianit, Childrenit, Rockbridgeit, Whitmoreit, Ferrolaueit), die Phasen VIII und IX enthalten neben dem Sc-Phosphat Kolbeckit auch Ca-Mn-Fe-Phosphate wie Mitridatit und Strunzit. Die Phosphatmineralisation endet mit Fe(III)-Phosphaten wie Beraunit, Strengit und Kakoxen. Darüberhinaus sind Al-Phosphate (Wavellit), Uranylphosphate (Autunit) und Umlagerungsprodukte, die sich aus der Sc-Mineralisation herleiten lassen (Sc-Y-Churchit) nachweisbar. Als Nicht-Phosphatminerale treten Kaolinit und P-führender Fe-Mn Limonit auf. FORSTER (1965) hat auch aus dem Aploid bei Zengerhof sekundäre Phosphate beschrieben.

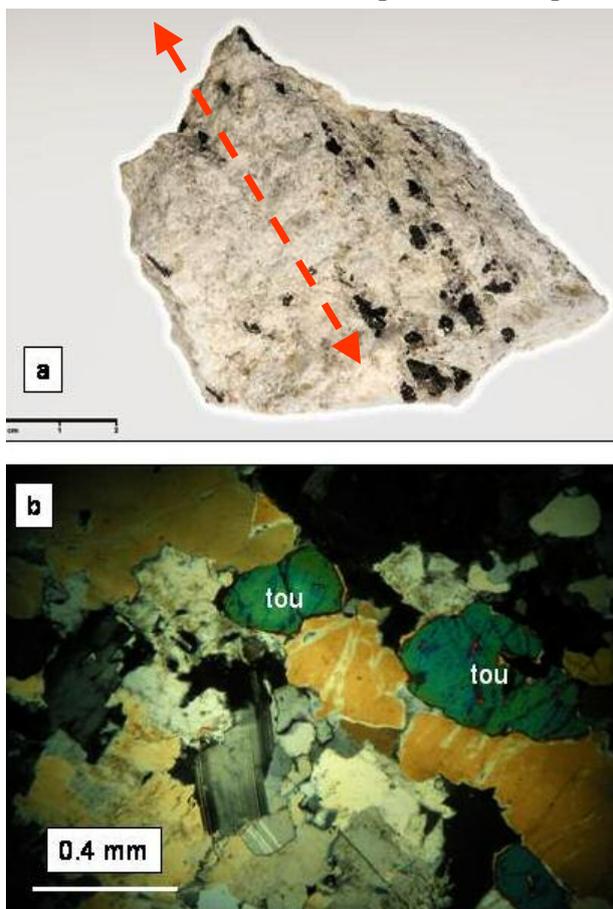


Abb. 9

Die Aploide bei Pleystein im Handstück (beachte die orientierte Anreicherung von Turmalin) und im Dünnschliff (Tou = dravitischer Turmalin).

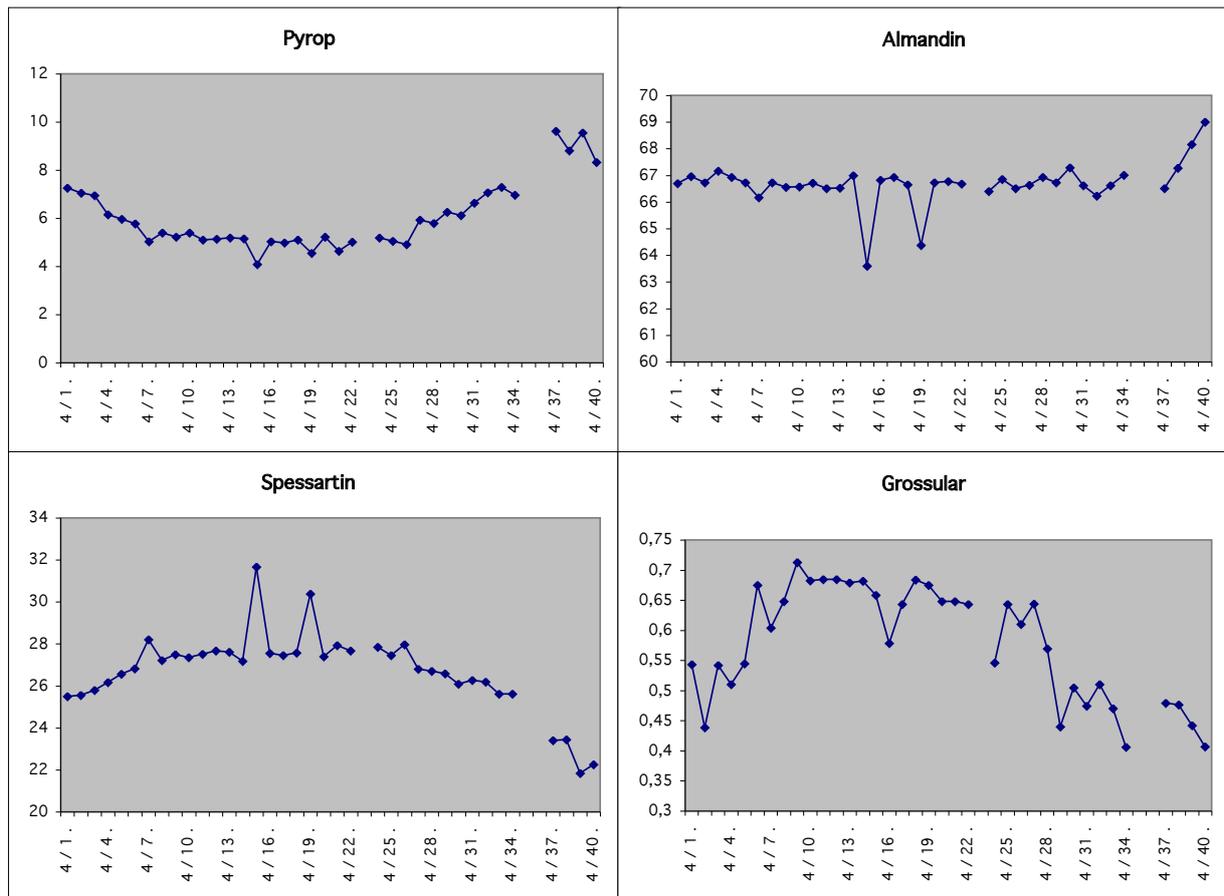


Abb. 10

Almandin-spessartin-betonte Granate der Aploide.

Die Angaben entlang der y-Achse geben die Gewichtsprozent wieder.

Interpretation

Die strukturellen und petrographischen Daten deuten bei dem Trägergestein der Phosphate auf ein metamorphes Mobilisat hin. Das Gestein ist demnach als Aplit, der sich aus metamorphen Nebengesteinen der Cordierit-Kalifeldspat-Zone sensu VRÁNA et al. (1995) entwickelte, zu bezeichnen und nicht als Metaaplit. Die Datierung der Columbite ergab neben dem erwarteten spätvariszischen Alter ein ererbtes Alter, das auf ein thermisches Geschehen um 376 Ma hindeutet. Dieses thermische Ereignis läßt sich mit der variszischen Metamorphose in Verbindung bringen, die nach WEBER & VOLLBRECHT (1989) zwischen 450 und 330 Ma in diesem Teil der Böhmisches Masse erfolgte. Die U/Pb-Isotopendaten stützen die durch Struktur- und Texturuntersuchungen gewonnenen Ergebnisse, wonach sich diese aplitoiden Gesteine in der Spätphase der Metamorphose gebildet haben. An diese Phase schließen sich unmittelbar bzw. überlappend die Phase mit den Oxiden (z.B. Ferrocolumbit) und den wasserfreien Phosphaten (z.B. Wolfteit) an. Sie repräsentieren die primäre Vererzung, die einen Übergang von einem metamorphen Mobilisat zu den spätvariszischen Intrusiva in einem aplitisch-pegmatitischen Milieu widerspiegelt.

Die Phosphate Childrenit, Mn-Vivianit, Phosphoferrit, Gordonit und Lermontovit (?) werden einem hydrothermalen Übergangsstadium zugeordnet, da in den charakteristischen Mineralien Fe noch in der zweiwertigen Form auftritt. Die übrigen hydratisierten Phosphate lassen sich zwar pH-mäßig einordnen (meist kleiner pH 5), entziehen sich aber einer präzisen genetischen Einordnung.

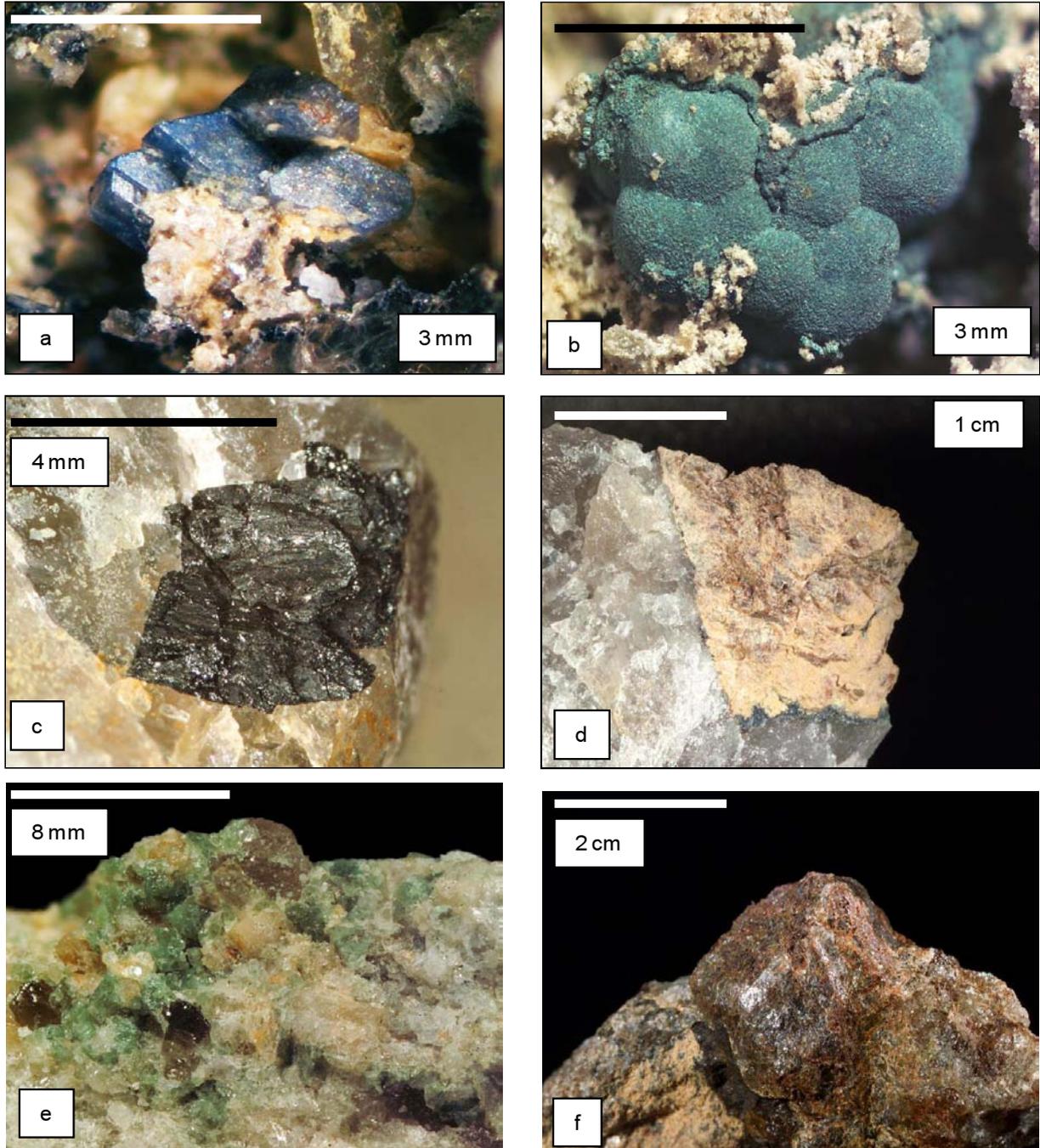


Abb. 11

Minerale aus den Aploiden bei Pleystein

- a) *Kolbeckit XX*
- b) *Rockbridgeitüberzug auf Apatit*
- c) *Ferrocolumbit im Quarz*
- d) *Zwieselitgruppenmineral auf Quarz*
- e) *Mn-Apatit*
- f) *Almandin- und spessartinbetonter Granat im Randbereich des Aploids*

	Pegmatit-Aplit	Pegmatoid-Aplid	Quarzzone-Pegmatit/-Randzone
Goerleit			*
Gordonit		*	
Graffonit	*		
Granat	*		*
Graphit	*		
Greenockit	*		
Hagendorfit	*		
Hämatit	*	*	*
Hemimorphit	*		
Heterosit	*		
Hopeit	*		
Huréaulit	*	*	*
Ilmenit	*	*	*
Jarosit	*		
Jungit	*		
Kaolinit	*	*	
Kastningit	*		
Keckit	*		
Kingsmountit	*		
Kolbeckit		*	
Kryzhanovskit	*		
Kupfer	*		
Landesit	*		
Langit	*		
Laueit	*	*	*
Lazulit		*	*
Lehnerit	*		
Lepidocrocit	*		
Leucosphosphit	*		
Libethenit	*		
„Limonit“	*		

	Pegmatit-Aplit	Pegmatoid-Aplid	Quarzzone-Pegmatit/-Randzone
Cheralit	*		
Chernikovit	*		
Childrenit	*	*	
Chlorit	*	*	*
Chrysocolla	*		
Clinozoisit			*
Connellit	*		
Covellin	*		
Cryptomelan	*		
Cubanit	*		
Cuprit	*		
Cuprobismutit	*		
Cyrllovit	*		
Devillin	*		
Digenit	*		
Djurielit	*		
Dufrenit	*		
Earlshannonit	*		
Emplectit	*		
Eosphorit	*		
Epidot			*
Fairfieldit	*		
Ferrisicklerit	*	*	*
Ferrocolumbit	*		
Fluellit	*		
Fluorapatit	*	*	*
Fluorit	*		
Frondelit	*		
Galenit	*		
Gips	*		
Goethit	*		

	Pegmatit-Aplit	Pegmatoid-Aplid	Quarzzone-Pegmatit/-Randzone
Acanthit	*		
Albit	*	*	
Arrojadit-(KFe)	*		
Arsenopyrit	*		
Autunit	*	*	
Barbosalit	*		
Baryt		*	
Basseffit	*	*	
Benyacarit	*		
Beraunit	*	*	
Bermanit	*		
Berthierin	*		
Beryll	*		
Betafit		*	*
Biotit	*	*	*
Bismit	*		
Bismuth	*		
Bismuthinit	*		
Brazilianit	*		
Brochantit	*		
Cacoxenit	*	*	
Calcioferrit	*		
Calcit	*		
Carhinzzeit	*		
Cassiterit	*		*
Chalcanthit	*		
Chalcocit	*		
Chalcophanit	*		
Chalcopyrit	*		
Chalcosiderit	*		
Chamosit	*		

	Pegmatit-Aplit	Pegmatoid-Aploid	Quarzone-Pegmatit/oid-Randzone
Lipscombit	*		
Ludlamit	*		
Mackinawit	*		
Magnetit	*		*
Malachit	*		
Mangangordonit	*		
Marcasit	*		
Matfidit	*	*	
Matulait	*		
Messelit	*		
Meta-autunit	*	*	
Metaswitzerit	*		
Metatorbernit	*		
Meurigit	*		
Microclin	*		
Mitridatit	*	*	
Molybdenit	*		
Monazit	*	*	*
Morinit	*		
Muscovit	*	*	*
Nontronit	*		
Orthoclas	*	*	*
Oxiberaunit	*		
Pachnolit	*		
Parahopeit	*		
Parascholzit	*		
Paravauxit	*		
Pavonit	*		
Perloffit	*		
Phosphoferrit	*	*	
Phosphophyllit	*		

	Pegmatit-Aplit	Pegmatoid-Aploid	Quarzone-Pegmatit/oid-Randzone
Phosphosiderit	*		
Posnjakit	*		
Pseudolaueit	*		
Pseudomalachit	*		
Psilomelan	*		
Purpurit	*		
Pyrit	*	*	
Pyrolusit	*		
Pyrosmalit	*		
Pyrrhotit	*		*
Quarz	*	*	*
Reddingit	*		
Rhodochrosit	*		
Robertsit	*		
Rockbridgheit	*	*	
Rosasit	*		
Rozenit	*		
Rutil	*	*	*
Samarskit-(Y)	*		
Sarcopsid	*		
Scholzit	*		
Schoonerit	*		
Schwefel	*		
Scorzalit	*		
Siderit	*		
Sillimanit	*		*
Silber	*		
Smectit	*		*
Sphalerit	*	*	*
Sphen	*		
Stannit	*		

	Pegmatit-Aplit	Pegmatoid-Aploid	Quarzone-Pegmatit/oid-Randzone
Sternbergit	*		
Stewartit	*	*	
Stilpnomelan	*		
Strengit	*	*	
Stromeyerit	*		
Strunzit	*	*	
Switzerit	*		
Tainiolit	*		
Tavorit	*		
Torbernit	*		
Triphylit	*		
Turkis	*		
Turmalin	*	*	*
Uraninit	*	*	
Uranophan	*		
Uranosphaerit	*		
Uranpyrochlor	*		*
Vermiculit	*		*
Vivianit	*	*	
Wavellit	*	*	
Whitmoreit	*	*	
Wilhelmvierlingit	*		
Wittichenit	*		
Wolfleit	*	*	
Wolframit	*		*
Xanthoxenit	*		
Xenotim-(Y)	*		
Zirkon	*	*	*
Zwieselit	*	*	

Tabelle 1

Mineralogischer Vergleich im Bereich der Hagendorf-Pleysteiner Pegmatitprovinz.

Pegmatit-Aplit: Literaturdaten, Pegmatoid-Aploid: Aufschlussuntersuchung, Quarzone-Pegmatit/oid-Randzone: Seifenanalyse.

DIE APLITE UND PEGMATITE

Resultate

Die eigentlichen Pegmatit- und Aplitlagerstätten wurden mineralogisch eingehend von FORSTER & KUMMER (1974), STRUNZ et al. (1975), MÜCKE (1987, 1988, 2000) und MÜCKE et al. (1990) mineralogisch untersucht. Auf eine eigene mineralogische Untersuchung kann daher verzichtet werden und ein Vergleich mit den übrigen pegmatitischen und aplitischen Bildungen im Umfeld erfolgt deshalb ausschließlich auf einem Literatur-Daten-Vergleich (Tabelle 1). Das Alter des Hagendorfer Pegmatits lässt sich basierend auf unseren Untersuchungen am Ferrocolumbit mit 299.6 ± 1.9 Ma angeben. Untersuchungen an Urangelberzen (Torbernit, Bassetit) im Bereich des Hagendorfer Pegmatits führten zu einem überraschenden Ergebnis hinsichtlich der Alterseinstufung (DILL et al., 2007c). Die jüngsten Alter mit 4.550 ± 0.022 Ma, die an den Urangelberzen ermittelt wurden, untermauern die mio-pliozänen Verwitterungs- und Flächenbildungsprozesse wie sie in den Anfangskapiteln dieser Studie beschrieben wurden. Limonitreiche Kerne im Torbernit erbrachten jedoch mittels Laser Ablation Inductive Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) ein Alter von 549 ± 12 Ma. Hätte man diese Proben nach der herkömmlichen U/Pb-Methode untersucht, dann wäre dadurch ein „Mischalter“ zustande gekommen und es wären möglicherweise falsche geomorphologische Schlüsse hinsichtlich einer kretazischen Verwitterung daraus gezogen worden (CARL & DILL, 1983; KEAY & VASCONCELOS, 2000; FAYEK et al., 2002).

Interpretation

Die Mineraltabelle zeigt eine Vielzahl von Mineralien, von denen nur einige wenige lagerstättenkundliche Relevanz besitzen (Tabelle 1). Es verwundert nicht, dass im mineralogischen Vergleich die Schwermineraluntersuchungen „schlecht abschneiden“. Chalcopyrit, Chalcocit, Bismuthit oder Acanthit sind in Hagendorf selten bis sehr selten und als nicht-verwitterungsbeständige Minerale bekannt. Dagegen gibt es einige „Durchläufer“, die in allen lithologischen Bereichen auftreten z.B. Ilmenit, Ferrocolumbit und den Hämatit. Die Zunahme des Ilmenits im Seifenspektrum und das ausschließliche Auftreten des Rutil in den Bächen um Pleystein weist auf die Titanhöflichkeit der Randfazies gegenüber den eigentlichen Pegmatiten hin und wird auch verständlich durch die hohe Verwitterungsresistenz dieses Titandioxides. Eine Gemeinsamkeit besteht jedoch zwischen den Pegmatiten/Apliten und den Pegmatoiden/Apliden. Beide besitzen ererbte Komponenten, die auf prävariszische, vorintrusive Ereignisse hindeuten.

Der Limonitkern im Hagendorfer Torbernit lässt sich auf einen Prozess zurückführen, der sich an der Grenze Präkambrium-Kambrium abspielte. Eine Herleitung aus akzessorischen Mineralien wie etwa Xenotim oder Monazit ist wenig plausibel, da REE im Umfeld des untersuchten Urangelberzes fehlen. Unmittelbar im Nahbereich der Urangelberze treten sporadisch Ferrocolumbite auf, die bereits an anderer Stelle bewiesen haben, dass auch sie solche ererbte Isotopenverhältnisse konservieren können. Damit ergibt sich auch für die Pegmatite eine genetische Nähe zum metamorphen Nebengestein wie im Falle der metamorphen Mobilisate bei Pleystein.

SYNOPSIS

Die Entwicklung der Pegmatite in Nordostbayern lässt sich nicht als eine einfache Abspaltung aus einem hochdifferenzierten Magma der spätvariszischen Granite erklären, sondern nur über ein kompliziertes „Teleskopieren“ verschiedener Mineralisationen im Rahmen des Temperaturgeschehens im Verlauf der variszischen Orogenese und der postvariszischen morpho-tektonischen Entwicklung verdeutlichen. Die Studien von UEBEL (1975) über die Pegmatitplatznahme und Internzonierung des Hagendorfer Pegmatits finden durch die laufenden geologisch-mineralogischen Untersuchungen eine Erweiterung. Die Entwicklung der Hagendorfer Pegmatit-Aplit-Provinz lässt sich auf der Basis der mineralogisch-lagerstättenkundlichen und sedimentologisch-geomorphologischen Detailuntersuchungen in einer Phasen-Zonen-Gliederung darstellen (Abb. 12).

Die Phase 1 spiegelt die variszische dynamometamorphe Überprägung wider. In der Phase 2 erfolgte die Platznahme der aplitischen und pegmatitischen Körper im Raum Pleystein-Hagendorf. Zwischen den einzelnen Zonen bestehen lediglich graduelle Unterschiede, dies gilt auch für die Hydratisierung bzw. hydrothermale Überprägung der silikatischen Phasen. Die Quarz- und Aplitzone weisen auf Grund ihrer engen Nebengesteinsverzahnung topomineralische Alterationsvorgänge auf. Im Bereich der primären U-Ca-REE-Phosphate gibt es keine Unterschiede in den verschiedenen Zonen. Unter den Sulfiden der Phase 4a ist eine deutliche „Verarmung“ in Richtung Quarzzone feststellbar. Bei den Oxiden der Phase 4b lässt sich der einzige Fall eines gegenläufigen Trends aufzeigen. Oxidische Phasen sind qualitativ und quantitativ in der quarzreichen Randzone besser entwickelt als in den übrigen Zonen. In dieser Phase werden auch die zonen-typischen Elemente Ti, W und Sn abgeschieden. Lithium ist für die Pegmatite und Apliten typisch. Es scheint aber auch in aplitiden Mobilisate aufzutreten, so z.B. bei Zengerhof, wo sekundäre Li-Mn-Fe-Phosphate beschrieben wurden (FORSTER, 1965). Das Fehlen der primären Fe-reichen Phosphate in der Quarzzone kann zwei Gründe haben. Diese Phosphate wurden entweder nicht abgeschieden oder sie wurden bereits abgetragen. Bei Betrachtung der jüngeren Phasen in der Quarzzone liegt der Schluss nahe, dass mit Phase 4c die primäre Mineralisation in der Quarzzone beendet wurde. Die Phasen 1 bis 5 werden dem variszischen pegmatitisch-hochhydrothermalen Temperaturgeschehen zugerechnet. Darauf deuten die in allen Zonen vorhandenen ererbten U/Pb-Isotopenverhältnisse und Mineralvergesellschaftungen hin. Bis zur Phase 5 werden die zonen-typischen Elemente abgeschieden. Mit Eintritt in die Phase 6 beginnt die Umlagerung der primären Phosphate unter niedrig-temperierten Bedingungen. Die Phasen 6 bis 9 lassen sich gegenwärtig weder zeitlich noch genetisch präzise zuordnen. Sie markieren den Übergang von einer niedrig-temperierten hypogenen zu einer supergenen Mineralisation. Eine zeitliche Einordnung gelingt auf Grund des Fehlens datierfähiger Minerale noch nicht. Die Phase 10 kann man jedoch mit Hilfe der U/Pb-Datierung zeitlich eingrenzen und auch präzise sedimentologisch-geomorphologisch mit der neogenen Landschaftsgeschichte im nordbayerischen Grundgebirge korrelieren (Abb. 6, 12). Während in den Phasen 10a und 10b das mineralogische Geschehen in der Hagendorf-Pleysteiner Pegmatitprovinz für die einzelnen Mineralisationszonen noch prägend ist, setzt mit Phase 10c eine alles nivellierend Peneplainierungs-Phase ein, die durch eine weiträumige Kaolinisierung im nordbayerischen Grundgebirge gekennzeichnet ist. Dieser Prozess deutet sich bereits mit dem Auftreten der einfachen Al-Phosphate, deren typischer Vertreter der Wavellit ist, an.

Phase	Quarzreiche Randzone			Aplodizone			Pegmatitzone		
	Ti-W-Sn			Sc-Ba-Y			Li-Cu-Bi-Zn		
	Topo-mineralische Alterationszone A	Verquarzung	Topo-mineralische Alterationszone B	Topo-mineralische Alterationszone C	Topo-mineralische Alterationszone D	Intra-pegmatitische Alterationszone D	Pegmatit-Aplit	Topo-mineralische Alterationszone E	
12	(Sub)Rezente Schwefelumlagerungen im Haldenmaterial und Schlackenreste		Fe-(P)-Schlacken Fayalit „Hilgenstockit“			Cu-Fe-Sulfate Brochantit			
11	Silikat-Hydratisierungs-Verwitterung		Smectit			Cu-Zn-Mn-Silikat-Phosphat-Karbonat-Oxid/hydrate Chrysokoll Rozenit Hemimorphit Malachit Kryptomelan	Smectit Nontronit		
10c	Silikat-Hydratisierungs-Verwitterung		Kaolinit					Kaolinit	
10b	Bildung der Cu-Ca-Fe-(Mn-Bi)-U(VI)-Al Sekundärphosphate	Al-Fe-P-„Leukoxen“	Al Phosphat Wavellit	Fe-Ca-U Phosphat P-führender „Limonit“	Al Phosphat Wavellit	Cu-Ca-Bi-U-Phosphate Torbernit Autunit	Fe-Mn-U-Phosphate Bassetit Lehnerit	Al Phosphat Wavellit	
10a	Bildung der (Sc-Y-Pb-Ba-REE-Li-Cu)-Al-Fe(III)-Mn Sekundärphosphate	Pb-Ba-REE-Al Phosphate Gorceixite Plumbogummit		Fe-Mn-Sc-Y-Phosphat Cacoxenit Beraunite Strengit Sc-Y-Churchit		(Li)-Cu-Al Phosphat Tavorit Turkis	Fe-Mn Phosphat Cacoxenit Beraunite Strengit	K-Fe-Al Phosphat Leucophosphit	
9	Bildung der Fe(III)-Mn (II)-Sekundärphosphate			Fe-Mn Phosphat Strunzit			Fe-Mn Phosphat Strunzit		
8	Bildung der (Sc)-Ca-Fe(III)-Mn (II) Sekundärphosphate			(Sc)-Ca-Fe-(Mn) Phosphat Mitridatite Kolbeckit		(Ca)-Zn-Phosphate Scholzit	Ca-Fe-(Mn) Phosphat Mitridatite		
7	Bildung der (Li)-(Ca)-Zn-Fe (II-III)-Mn-Sekundärphosphate			Fe-Mn Phosphat Whitmoreit Rockbridgeit		(Ca)-(Li)-Zn-Phosphate Schoonerit	Fe-Mn-Phosphat Whitmoreit Rockbridgeit		

6	Bildung der U(IV-VI)-Zn-Mg-Al-Ca-Fe(II)-Mn(II) Sekundärphosphate Hydratation			Mg-Al-Phosphat Gordonit	U-Fe-Mn Phosphat Mn-Vivianit Vyacheslavit (?)	Fe-Al-Phosphat Chlidrenit	Ferrisicklerit Ca-Cu-Zn-Mg- Phosphate Chalcosiderite Sarcopsid	U-Fe-Mn Phosphat Phosphoferrit Chernikovit Paravauxit
5	Bildung der Ba-Sc-Mg-Al-K-Fe (II)-Mn (II) -Li- Primärphosphate			Mg-Al-Phosphat Lazulit	(K-Ba-Sc-) Fe- Mn-Phosphat Wolfeit-Zwieselit		Li-Na-Ca-Fe- Mn-Phosphat Wolfeit-Zwieselit Hagedorffit Triphylin Ilmenit	
4c	Bildung der Nb-Ti-Primäroxide		„Nigrin“		Nb-Rutil Ilmenit			
4b	Bildung der Nb-(Ta)-Fe-Sn-W- U-REE-Primäroxide	Scheelite	Ferrocolumbit Wolframit U-Pyrochlor Cassiterit		Ferrocolumbit Uraninite Fe-Oxide Betaffit		Ferrocolumbit Uraninite Fe-Oxide U-Pyrochlor (Cassiterit)	
4a	Bildung der Primärsulfide-sulfate		Fe-Zn-Sulfide		Cu-Pb-Fe-Zn- Sulfide	Baryt	(Sn)-Pb-Cu-Bi-Ag- Zn-Fe-Sulfide	
3	Bildung der (U)-Ca-REE-Mn- Primärphosphate		Monazit Apatit		Monazit (Mn)-Apatit		Monazit (Mn)-Apatit	
2c	Hydratisierung	Vermiculit	Glimmer		Glimmer	Chlorit	Glimmer	
2b	Silikatmobilisation	Sphen	Quarz (K-reicher Alkalifeldspat)	Spessartin-reicher Granat Turmalin	Quarz K-reicher Alkalifeldspat Ab-reicher Plagioklas	Turmalin	Quarz K-reicher Alkalifeldspat Ab-reicher Plagioklas Zirkon	
2a	Resorption		Zirkon		Zirkon		Zirkon	
1	Regionalmetamorph überprägtes Nebengestein	Kalksilikate Amphibolite	Gneise, Kalksilikate Amphibolite	Kalksilikate Amphibolite	Gneise, Kalksilikate Amphibolite	Gneise	Gneise, Kalksilikate Amphibolite	

Abb. 12

Die Phasen- und Zonengliederung der pegmatitischen und aplitischen Gesteinskörper im Raum Pleystein-Hagedorf, Oberpfalz. Die Phasen geben die zeitliche Entwicklung der Mineralisationen wieder (es werden bei den einzelnen Phasen nur typische Minerale beschrieben und nicht alle Mineralphasen genannt). Die drei Zonen sind in Subzonen unterteilt. Eine Hauptmineralisation wird von randlichen Reaktionszonen mit einer vom Nebengestein abhängigen Mineralvergesellschaftung begleitet (topo-mineralisch). Im Bereich des Pegmatits ist diese Reaktion intrapegmatitisch und nicht als eine Reaktion zwischen Nebengestein und Intrusivkörper anzusehen. Die für die einzelnen Zonen typischen Elementassoziationen sind in der Kopfzeile genannt. Durchgreifende Mineralisationen entwickelten sich im ausgehenden Känozoikum (Phasen 10c und 11). Sie werden nicht durch das jeweilige Mineralisationsgeschehen in den einzelnen Zonen beeinflusst.

Es ist bemerkenswert, dass die genannten APS-Mineralie (z.B. Plumbogummit) auch anderenorts in Kaolinlagerstätten bei Hirschau-Schnaittenbach (Oberpfalz) nachgewiesen wurden (STÖRR et al., 1991). Es ist „verlockend“ diese Mineralgruppe als Indikatormineral für eine präoberkretazische Mineralisation heranzuziehen und damit die Phasen 6-9 einzugrenzen. Die Kaolin-Plumbogummit-Beziehung tritt offensichtlich auch in anderen Mineralisationen am Rande der Böhmisches Masse auf, wie die Untersuchungen von Goldseifen und goldführenden variszischen Graniten im Kontaktbereich des Weinsberger und Mauthausner Granits belegen (GÖD & BRANDSTÄTTER, 1999).

Im Verlauf der jüngeren Landschaftsgeschichte in Nordostbayern kommt es zu einer Veränderung der Alkalinität der meteorischen Wässer und einer verstärkten Zunahme der quellfähigen Smektit-Gruppen-Vertretern in den Verwitterungsbildungen. Die „schlauchartige“ Mineralisation im Bereich der Alterationszone D ist Ausdruck für die Umbildung unter den Bedingungen der chemischen Verwitterung im Neogen-Quartär und auf den Halden (Phase 12). Umlagerungen können nur mit Hilfe der TL- und C-14-Messungen an Seifen in der quarzreichen Randzone festgestellt werden, jedoch nicht an den oxidierten Umbildungsprodukten im Bereich der Pegmatit- oder Aplodzone (Abb. 6).

Die jüngsten Bildungen stellen die fayalit-führenden Schlackenreste in Raum Pleystein dar (DILL et al., 2006b). Die Mangengehalte der Schlacken von Pleystein sind relativ niedrig. Bemerkenswert ist jedoch in den Schlacken von Pleystein die erhöhten Phosphatgehalt mit bis zu 3 Gew.% P_2O_5 . Die selbstgehenden Ausgangserze entstammen aller Wahrscheinlichkeit nach raseneisenerzähnlichen Mineralisationen, die sich während des Postglazials in kolluvial-fluviatilen Sedimenten bildeten und nicht Hutbildungen auf den sulfid- und phosphat-führenden pegmatitischen Gesteinen.

Danksagung

Die SEM-Aufnahmen wurden in dankenswerterweise von Herrn D. Klosa erstellt. Frau I. Bitz hat die Klassierung der Schwermineralproben übernommen. Die chemischen Analysen wurden im Röntgenfluoreszenzlabor der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover von F. Korte gemacht. Die EMP-Analysen erfolgten durch Herrn Lodziak. Unser Dank gilt auch Herrn Bürgermeister Walbrunn, der uns bei Forschungsgrabungen in den Seifen im Bereich der Gemarkung Pleystein personell und technisch immer großzügig unterstützt hat.

Literatur

- ABELLA, P. A., CORDOMÍ, M. C. & MELGAREJO DRAPER, J. C. (1995): Nb-Ta-minerals from the Cap de Creus pegmatite field, eastern Pyrenees: distribution and geochemical trends. - Mineral. and Petrol. 55, 53-69.
- AITKEN, M. J. (1998): An Introduction to Optical Dating. - University Press, Oxford, 267pp.
- ANDERSON, S. D., ČERNÝ, P., HALDEN, N. M., CHAPMAN, R. & UHER, P. (1998): The YITT-B pegmatite swarm at Bernic Lake, southeastern Manitoba: a geochemical and paragenetic anomaly. - Can. Mineral., 36, 283-301.
- ANAND, R. R. & GILKES R. J. (1984): Weathering of hornblende, plagioclase and chlorite in meta-dolerite, Australia. - Geoderma, 34, 261-280.

- BESANG, C., HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, P., MÜLLER, P. & WENDT, I. (1976): Radiometrische Datierung, geochemische und petrographische Untersuchungen der Fichtelgebirgsgranite. - Geol. Jahrb. E8, 3-71.
- BORGER, H., BURGER, D. & KUBINIOK, J. (1993): Verwitterungsprozesse und deren Wandel im Zeitraum Tertiär – Quartär. - Zeitschrift f. Geomorph. N.F, 37, 129-143.
- BRENAN, M., SHAW, H. F., PHINNEY, D. L. & RYERSON, F. J. (1994): Rutile–aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, H, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. - Earth Planet. Sci. Lett., 128, 327-339.
- BURTON, J. P. & FRALICK, P. (2003): Depositional Placer Accumulations in Coarse-Grained Alluvial Braided River Systems. - Econ. Geol., 98, 985-1001
- CALLAHAN, J. (1987): A nontoxic heavy liquid and inexpensive filters for separation of minerals grains. - Jour. of Sed. Petr., 57, 765-766.
- CARL, C. & DILL, H. G. (1983): Uranium disequilibria and modern redistribution phenomena in alteration zones in the Hohensteinweg uranium occurrence. - Uranium, 1, 113-125.
- CARL, C. & DILL, H. G. (1984): U/Pb-Datierung an Pechblenden aus dem Nabburg-Wölsendorfer Flussspatrevier. - Geol. Jahrb., D 63, 59-63.
- CARL, C. & WENDT, I. (1993): Radiometrische Datierung der Fichtelgebirgsgranite. - Z. Geol. Wiss., 21, 49–72.
- CARTER, G. S. & BENNETT, J. D. (1973): The Geology and mineral resources of Malawi. - Geological Survey Bulletin, 6, 1-62.
- ČERNÝ, P. (1992): Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare-element granitic pegmatites in the light of current research. - Appl Geochem., 7, 393-416.
- ČERNÝ, P., STANĚK, J., NOVÁK, M., BAADSGAARD, H., RIEDER, M., OTTOLINI, L., KAVALOVÁ, M. & CHAPMAN, R. (1995): Geochemical and structural evolution of micas in the Rožná and Dobrá Voda pegmatites, Czech Republic. - Mineral and Petrol., 55, 177-201.
- ČERNÝ, P., CHAPMAN, R., SIMMONS, W. B. & CHACKOWSKY, E. (1999): Niobian rutile from the McGuire granitic pegmatite, Park County, Colorado: Solid solution, exsolution, and oxidation. - Amer. Mineral., 84, 754-763.
- ČERNÝ, P., NOVÁK M., CHAPMAN R. & MASAU M. (2000): Two-stage exsolution of a titanium (Sc, Fe³⁺)(Nb,Ta)O₄ phase in Norwegian niobian rutile. - Can. Mineral., 38, 907-913.
- DILL, H. G. (1988): Disthen im Schwermineral-Spektrum des Erbdorfer Permokarbons (Deutschland). - Geol. Jahrb., D 88, 69-74.
- DILL, H. G. (1990): Sedimentologie eines alluvialen Schüttungsfächers im Bereich der Ober-Kreide von Parkstein - Erbdorf (NE-Bayern, Deutschland): Ein Beitrag zur Abtragungsgeschichte im ostbayerischen Grundgebirge. - Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I; 9/10, 1423-1441.
- DILL, H. G. (1991): Sedimentpetrographie und -geochemie des Urnaab-Flußsystems zwischen Burglengenfeld und Schwandorf/Oberpfalz. - Ein Beitrag zur Flußentwicklung und Abtragungsgeschichte in Ostbayern. - Jahrbuch für Geologie und Palaäontologie, Mh. 1991, 9, 526-542.
- DILL, H. G. (1994): Can REE patterns and U-Th variations be used a a tool to determine the origin of apatite in clastic rocks?. - Sedim. Geol., 92, 175-196.
- DILL, H. G. (1995:) Heavy mineral response to the progradation of an alluvial fan: implication concerning unroofing of source area, chemical weathering, and paleo-relief (Upper Cretaceous Parkstein fan complex / SE Germany). - Sedim. Geol., 95, 39-56.
- DILL, H. G. (1998): A review of heavy minerals in clastic sediments with case studies from the alluvial fan through the near-shore marine environments. - Earth Sci. Rev., 45, 103-132.

- DILL H. G. (2001): The geology of aluminium phosphates and sulphates of the alunite supergroup: A review. - *Earth Sci. Rev.*, 53, 25-93
- DILL, H. G., WEBER B., FUESSL, M. & MELCHER, F. (2006a): The origin of the hydrous scandium phosphate kolbeckite from the Hagendorf – Pleystein pegmatite province, Germany. - *Mineral. Mag.*, 70,; 281-290.
- DILL, H. G., FUESSL, M & WEBER B. (2006b): Phosphat- und titanhaltige Eisenschlacken bei Pleystein – Zeugnis für den Abbau von Verwitterungserzen in der Oberpfalz. - *Geol. Bl. Nordost-Bayern*, 56, 89-98.
- DILL, H. G. & LUDWIG, R.-R. (2007): Geomorphological-sedimentological studies of landform types and modern placer deposits in the savanna (Southern Malawi). - *Ore Geology Review* (in press).
- DILL, H. G., MELCHER, F., FÜSSL M. & WEBER B. (2007a): The origin of rutile-ilmenite aggregates (“nigrine”) in alluvial-fluvial placers of the Hagendorf pegmatite province, NE Bavaria, Germany. - *Mineralogy and Petrology*, 89, 133-158.
- DILL, H. G., MELCHER, F., FÜSSL, M. & WEBER, B. (2007b): Accessory minerals in cassiterite: A tool for provenance and environmental analyses of colluvial-fluvial placer deposits (NE Bavaria, Germany). - *Sedim. Geol.*, 191, 171-189.
- DILL, H. G., GERDES, A. & WEBER, B. (2007c): Cu-Fe-U phosphate mineralization of the Hagendorf-Pleystein pegmatite province, Germany: With special reference to Laser-Ablation-Inductive-Coupled-Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) of iron-cored torbernite. - *Mineral. Mag.*, 71, 423-439.
- ERCIT, T. S. (2005): REE-enriched granitic pegmatites. In *Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits* (R.L. Linnen & I. M. Samson, eds.). - *Geol. Assoc. Can., Short Course Notes*, 17, 175-199.
- FIALA, J., FUCHS, G. & WENDT J. I. (1995): Stratigraphy. - In: Dallmeyer, R. D. Franke, W., Weber, W. (Eds.) *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*, Springer, Berlin, Heidelberg, 417-428.
- FORCE, E. R. (1991): Geology of titanium mineral deposits. - *Geol. Soc. of America, Spec. Publ.*, 259, 1-112, Boulder CO.
- FORSTER, A. (1965): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000 Blatt Vohenstrauß/Frankenreuth. GLA München, 174 pp.
- FORSTER, A. & KUMMER, R (1974): The pegmatites in the area of Pleystein-Hagendorf/ North Eastern Bavaria. - *Fortschr. Mineral.*, 52, 89–99.
- GEYH, M. A. & SCHLEICHER, H., (1990): Absolute age dating determination physical and chemical dating methods and their application. - Springer, Berlin, 63 pp.
- HUNTLEY, D. J., GODFREY-SMITH, D. I. & THEWALT, M. L. W. (1985): Optical dating of sediments. - *Nature*, 313, 105-107.
- GERDES, A. & ZEH, A. (2006): Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC-)ICP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 249, 47-62.
- GÖD, R. & BRANDSTÄTTER, F. (1999): Evidence for gold-bearing propylitized Hercynian granites, Moldanubicum, South Bohemian Massif, Austria. - *BHM*, 144, 470-475.
- GREY, I. E, WATTS, J. A. & BAYLISS, P. (1994): Mineralogical nomenclature: pseudorutile revalidated and neotype given. - *Mineral. Mag.*, 58, 597-600.
- HASSAN, W. F. (1994): Geochemistry and mineralogy of Ta-Nb rutile from Peninsular Malaysia. - *J. Southeast Asian Earth Sci.*, 10, 11-23.
- HÖLZL, S. & KÖHLER, H. (1994): Zirkondatierungen am Leuchtenberger Granit/NE Bayern. In: *Ger. Cont. Deep Drill. Prog., KTB Rep.*, Hannover B29 94-2.
- LONDON, D. (2005): Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future. - *Lithos*, 80, 281-303.

- HOLT, D. N., (1965): The Kangankunde Hill Rare Earth Prospect-Results of an economic investigation. - Geological Survey of Malawi Bulletin, 20, 1-130.
- KEAY, S. & VASCONCELOS, P. (2000): The potential use of secondary uranium minerals in weathering geochronology. - 9th International Conference on Fission Track Dating and Thermochronology, Lorne, Geological Society of Australia Abstracts, 58, 201-202.
- KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1976): Ergänzende Rb-Sr Altersbestimmungen an Mineral- und Gesamtgesteinsproben des Leuchtenberger und Flossenbürger Granits, NE Bayern. - Neues Jahrb. Mineral., Mh. 8, 354-365.
- LOUIS, H. (1984): Zur Reliefentwicklung der Oberpfalz. - Relief, Boden, Paläoklima, 3, 1-66.
- MINISTRY OF FORESTRY AND NATURAL RESOURCES, (1990): The mineral resources of Malawi: New opportunities for investors, Lilongwe, Malamulo Publishing House, Makwasa, 29 pp.
- MÜCKE, A. (1987): Sekundäre Phosphatminerale (Perloffit, Brasilianit, Mineralien der Kingsmountit-Gruppe) sowie Brochantit und die Zwieselit-Muschketoffit-Stipnomelan-Pyrosmalith-Paragenese der 115m-Sohle des Hagendorfer Pegmatits. - Aufschluss, 38, 5-28.
- MÜCKE, A. (1988): Lehnerit, $Mn[UO_2]PO_4 \cdot 2.8H_2O$, ein neues Mineral aus dem Pegmatit von Hagendorf/Oberpfalz. - Aufschluss, 39, 209-217.
- MÜCKE, A. (2000): Die Erzminerale und deren Paragenesen im Pegmatit von Hagendorf-Süd, Oberpfalz. - Aufschluss, 51, 11-24.
- MÜCKE, A., KECK, E. & HAASE, J. (1990): Die genetische Entwicklung des Pegmatits von Hagendorf-Süd / Oberpfalz. - Aufschluss, 41, 33-51.
- NOVÁK, M. & CERNÝ, P. (2001): Distinctive compositional trends in columbite-tantalite from two segments of the lepidolite pegmatite at Rožná, western Moravia, Czech Republic. - Journ. of the Czech geol. Soc., 46, 1-8.
- NOVÁK, M., CERNÝ, P. & UHER, P. (2003): Extreme variation and apparent reversal of Nb-Ta fractionation in columbite-group minerals from the Scheibengraben beryl-columbite granite pegmatite, Marsikov, Czech Republic. - European Journal of Mineralogy, 15, 565-574.
- PATYK-KARA, N. G. (2002): Placers in the System of Sedimentogenesis. - Lithology and Mineral Resources, 37, 429-441.
- RAMDOHR, P. (1975): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. - Akademie-Verlag, Berlin, 1277 pp.
- SARDI, F. G. (2003): Composición química de la betafita, ilmenita, rutilo y rabdofano del yacimiento W-Mo «Badillo», Angulos, Argentina. - Revista de la asociación geológica argentina, 58, 1.
- SCHOLZ, A., (1925): Untersuchungen über Mineralführung und Mineralgenese der bayerischen Pegmatite. - Bericht für das Jahr 1924 des Naturwissenschaftlichen Vereins Regensburg e.V., Regensburg, 17, 1-46.
- STÖRR, M., KÖSTER, H. M., KROMER, H. & HILZ, M. (1991): Minerale der Crandallit-Reihe im Kaolin von Hirschau-Schnaittenbach, Oberpfalz. - Zeitschrift f. geol. Wiss., 19, 677-683.
- STRUNZ, H., (1961): Epitaxie von Uraninit auf Columbit. - Aufschluss, 12, 81-84.
- STRUNZ, H., FORSTER, A. & TENNYSON CH. (1975): Die Pegmatite der nördlichen Oberpfalz. - Aufschluss, Sonderb., 26, 117-189.
- TEUSCHER, E. O. & WEINELT, W. (1972): Die Metallogenese im Raum Spessart-Fichtelgebirge-Oberpfälzer Wald-Bayerischer Wald. - Geol Bavarica, 65, 5-73.
- THOMAS, M. F. (1994): Geomorphology in the Tropics. - Wiley, Chichester, 460 pp.
- TUCKER, M. E. (2001): Sedimentary petrology. - Blackwell, Oxford, 262 pp.
- TWIDALE, C. R. (2002): The two-stage concept of landform and landscape development involving etching: origin, development and implications of an idea. - Earth-Science Rev., 57, 37-74.

- UEBEL, P. J. (1975): Platznahme und Genese des Pegmatits von Hagendorf-Süd. - Neues Jahrbuch Mineralogie, Mh., 1975, 318-332.
- VRÁNA, S., BLÜMEL, P. & PETRAKAKIS, K. (1995): Metamorphic evolution. - In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W., WEBER, K. (eds.), Pre-Permian geology of central and eastern Europe, Springer, Heidelberg, Berlin, Tokyo, 453-466.
- WEBER, K. & VOLLBRECHT, A. (1989): The Crustal structure at the KTB Drill Site, Oberpfalz. - In.: EMMERMANN, R. & WOHLLENBERG, J. (eds.) The continental deep drilling program (KTB). 5-36, Springer, Heidelberg.
- WENDT, I., ACKERMANN, H., CARL, C., KREUZER, H., MÜLLER, P. & STETTNER, G. (1994): Rb/Sr-Gesamtgesteins- und K/Ar-Glimmerdatierungen der Granite von Flossenbürg und Bärnau. - Geol. Jb., E 51, 3-29.
- WINTLE, A. G. (1997): Luminescence dating: laboratory procedures and protocols. - Radiation Measurements, 27, 769-817.
- WISE, M. A. (1999): Characterization and classification of NYF-type pegmatites. - In: The Eugene E. Foord Memorial Symp. on NYF-type Pegmatites (Denver). - Can. Mineral., 37, 802-803.
- YOUNGSON, J. H. & CRAW, D. (1995): Evolution of placer gold deposits during regional uplift, central Otago, New Zealand. - Econ. Geol. 90, 731-745.

received: 12.01.2008

accepted: 03.03.2008