



**GeoSphere
Austria**

Bundesanstalt für
Geologie, Geophysik,
Klimatologie und
Meteorologie

UELG 94 - SerpMagDrohn

**Serpentinit Prospektion und Materialcharakterisierung
im Speik-Komplex**

Tätigkeitsbericht für das Projektjahr 2023

Gerald Schuberth-Hlavač, Andreas Ahl

Wien, Jänner 2024

Projektleitung: Gerald Schuberth-Hlavač

Durchführung 2023:

Andreas Ahl	Geophysik, Drohne
Christian Benold	Geologische Auswertung: Dichtebestimmung
Martin Heidovitsch	Drohne
Bernhard Neugschwentner	Probenaufbereitung (XRPD)
Ibrahim Özcan	Probenaufbereitung (Dünnschliffe)
Mandana Peresson	Analytik (XRPD)
Arnulf Schiller	Drohne
Gerald Schuberth-Hlavač	Rohstoffgeologie, Geländetätigkeit, Projektleitung
Ralf Schuster	Regional Geologie, Petrologie, Geländetätigkeit
Manuel Werdenich	Probenaufbereitung (Geochemie), Geologische Auswertung
Andreas Wunderlich	Dünnschliffe

Allen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern sei herzlich für die gute Zusammenarbeit gedankt.

Die Projektdurchführung erfolgte im Rahmen des Vollzuges des Lagerstättengesetzes im Auftrag des Bundesministeriums für Finanzen.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung des Projektjahres	4
1 Untersuchungsgebiete	5
1.1 Traföb	5
1.2 Gleinalm	5
2 Geologischer Rahmen	7
2.1 Exkurs: Der Begriff “Speik-Komplex”	7
3 Probennahme	12
3.1 Ergebnisse	12
4 Probenauswertung und Materialcharakterisierung	15
4.1 Dichtebestimmung	15
4.1.1 Methodik	15
4.1.2 Ergebnisse	16
4.2 Röntgen-Pulverdiffraktometrie	16
4.2.1 Methodik	16
4.2.2 Ergebnisse	19
4.3 Dünnschliffe und Geochemie	20
5 Magnetometer	21
5.1 MagArrow	21
5.2 MagDroneR3	22
5.3 Bodenmagnetik	22
5.4 Testmessungen am Stadtrand von Wien	22
5.4.1 Erste Testmessungen mit MagArrow und MagDroneR3	22
5.4.2 Weitere Testmessungen mit MagArrow und MagDroneR3	25
5.4.3 Vergleich MagArrow mit BoMag	27
5.4.4 Zusammenfassung der Testmessungen am Stadtrand von Wien	28
5.5 Testmessungen im Gebiet Gleinalm/Steiermark	28
5.6 Testmessungen von MagArrow an der Drohne	31
5.6.1 Testmessungen auf der Eichwiese im Gütenbachtal im Oktober 2023	32
5.6.2 Testmessungen auf der Eichwiese im Gütenbachtal im November 2023	33
Literatur	38

Zusammenfassung des Projektjahres

Die im Projektjahr 2023 gesetzten Ziele waren:

- Festlegung der Untersuchungsgebiete (Kapitel 1)
- Basis-Literaturrecherche
- Geologische Aufnahme mit Probennahme (Kapitel 3)
- Probenauswertung und damit einhergehende Materialklassifizierung (Kapitel 4)
- Inbetriebnahme der Magnetikdrohne und Vorbereitung der geophysikalischen Messungen (Kapitel 5). Dies beinhaltet: Entwicklung einer Software zur Planung von Messflügen unter Berücksichtigung eines digitalen Geländemodells, das Erlangen des Drohnenführerscheins und Einschulung in die Bedienung der Drohne sowie das Testen und die Inbetriebnahme der Magnetiksensoren.

Diese Ziele wurden, abgesehen von der Einschulung in die Drohnenhandhabung, erreicht. Darüber hinaus konnten erste geophysikalische (Test-)Messungen gemacht werden.

Die Probennahme und Detailkartierung war effizient: Es wurden, in kurzer Zeit, einige Proben genommen, bekannte Serpentinikörper wurden präzisiert sowie neue gefunden. Durch die Geländearbeit konnten die Gebiete für die Drohnenbefliegung weiter eingeschränkt werden. Bei einer gemeinsamen Begehung des Untersuchungsgebiets Gleinalm wurden erste geophysikalische (Test-)Messungen, die erst für das Jahr 2024 geplant waren, bereits diesjährig gemacht, und sie zeigen vielversprechende Ergebnisse. Dabei stellte sich heraus, dass die Drohnenbefliegung leider nicht zur Gänze so wie erhofft umgesetzt werden kann. Topographische Gegebenheiten, Bewaldung und rechtliche Bedingungen verhindern das. Um dennoch geophysikalische Messungen in geologisch interessanten Gebieten machen zu können, wurde ein Tragesystem konstruiert, welches Messkampagnen vom Boden aus in nicht befliegbaren Gebieten ermöglichen soll (siehe Kapitel 5.5).

Schwierigkeiten ergaben sich unter anderem durch die Überführung der ehemaligen Geologischen Bundesanstalt (GBA) in die Geosphere Austria. Diese verursachte Einschränkungen bei operativen Abläufen. Weiteres war eine finanzielle Neuberechnung des Projektes notwendig, da sich durch diese Überführung interne Abrechnungsmodalitäten änderten, die zur Zeit der Projektbeantragung und -bewilligung anders kommuniziert wurden. Weitere Komplikationen ergaben sich dadurch, dass die Verfügbarkeit von Drohnen nicht so gegeben ist wie geplant, und die geplante Einschulung in deren Bedienung nicht statt fand. Dieser Problemkomplex konnte bis zum Zeitpunkt dieser Berichterlegung zufriedenstellend geklärt werden. Durch eine längere Erkrankung des Projektleiters im Herbst 2023 konnten eine zweite Geländekampagne und detaillierte geologische Auswertungen noch nicht umgesetzt werden. Weiteres wurde die Probenaufbereitung dadurch verzögert. Die Probenaufbereitung konnte durch andere Projektmitarbeiter zeitgerecht erledigt werden. Die Geländearbeit und die Datenauswertung können in das Projektjahr 2024 integriert werden.

Neben diesen Tätigkeiten wurden Kontakte zu Grundstücksbesitzern, Industriepartnern und der Montanuniversität Leoben (Lehrstühle für Rohstoffmineralogie und für Geologie und Lagerstättenlehre) aufgebaut, welche im weiteren Verlauf des Projekts vertieft werden können.

Trotz einiger Komplikationen und Widrigkeiten kann ein positives Resümee des Projektjahres 2023 gezogen werden, und es kann zuversichtlich in das nächste Projektjahr geblickt werden.

1 Untersuchungsgebiete

Die diesjährig untersuchten und beprobten Gebiete befinden jeweils ca. 50 km nördlich bzw. nordwestlich von Graz (Abbildung 1.1) und sind:

1. Ein Körper aus (ultra)mafischem Gestein bei Traföb – Kirchdorf: Geologische Kartenblätter 133 Leoben (Geofast) (Kreuss, 2016) und 134 Passail (Flügel u. a., 1990)
2. Das Gebiet der Gleinalpe zwischen Gleinalmsattel und Neuhofergraben: Geologische Kartenblätter 162 Köflach (Becker, 1979) und 163 Voitsberg (Ebner u. a., 2017)

1.1 Traföb

Südlich Kirchdorf bei Traföb und nördlich der Ortschaft Traföb befindet sich westlich der Mur ein schon lange bekannter Körper aus (ultra)mafischem Gestein, Amphiboliten und Serpentiniten (Flügel u. a., 1990; Kreuss, 2016). Dieser wurde auch in bescheidenem Ausmass abgebaut, mit einer Blütezeit um die vorletzte Jahrhundertwende (Hauser und Urregg, 1948; Schantl, 1982; Neubauer, 1988).

1.2 Gleinalm

Das Gebiet in der Gleinalpe, Gleinalm und Neuhofergraben, ist flächenmäßig größer als das Gebiet bei Traföb und Serpentinite kommen hier als kleinere Körper oder Linsen in (Granat-)Amphiboliten vor. Die Gleinalpe ist ein Gebirgszug etwa südlich von Leoben und nördlich von Köflach mit Erhebung von ca. 1600 m bis 2000 m. Von speziellem Interesse war in diesem Jahr das Gebiet östlich des Gleinalmsattels. Im Gebiet zwischen dem Ochsenkogel bei der Gleinalm und dem Laufnitzgraben kommen mehrere linsenartige Serpentinittkörper vor. Deren Anzahl und deren Ausdehnung wird auch unterschiedliche interpretiert. Nach Neubauer (1988) sind in diesen Bereich etwa 35 teilweise mächtige Linsen bekannt. In geologischen Karten sind weniger eingezeichnet. Diese Unklarheit ist sicherlich einerseits der unbefriedigenden Aufschlussituation geschuldet, aber auch der Interpretation welche Serpentinittvorkommen zu einem zusammengehörenden Körper gezählt werden und schlussendlich auch dem Kartenmaßstab.

Im Gegensatz zu den bekannten und zum Teil bergmännisch erschlossenen Vorkommen von serpentinisiertem ultramafischem Gestein in der Steiermark, wie Kraubath und Traföb, ist über die Vorkommen dieser Gesteine auf der südlichen Seite der Gleinalpe weniger bekannt. Weshalb dieses Gebiet ein Schwerpunkt in diesem Projekt sein soll.

Die Literatur zeigt ein gewisses wissenschaftliches und zum Teil auch wirtschaftliches Interesse in der ersten Hälfte des letzten Jahrhunderts (Angel, 1923, 1939; Heritsch und Czermak, 1923; Hauser, 1937; Hauser und Urregg, 1948). Dieses dürfte aber wieder zum Erliegen gekommen sein, bis ab den 1960er Dissertationen an der Universität Graz vergeben wurden. Vor allem in den 1970er Jahren erfolgten wieder Kartierungen (bswp. Becker und Schumacher, 1972; Becker, 1980). In den 1980er Jahren wurden einige geochemische Analysen und mineralogische Untersuchungen der Gesteine der Gleinalpe gemacht (Teich, 1978, 1985b, 1985a; Schantl, 1982). Ein spezielles

mineralogisches Interesse lässt sich, aus der Literatur dieser Zeit, am Ochsenkogel beim Gleinalmsattel erkennen (Teich, 1984; Walitzi und Ettinger, 1986). Eine Anthophyllit-Analyse (Walitzi u. a., 1989) von dieser Lokation, ist sogar eine der beiden Referenzanalysen von Anthophyllit im “Handbook of Mineralogy” (Anthony u. a.). Seit dieser Zeit nahm das wissenschaftliche Interesse am Gebiet der südlichen Gleinalpe wieder ab, sieht man von Diplomarbeiten wie bspw. durch Schlöser (1987) oder Schubert-Hlavač (2021) ab.

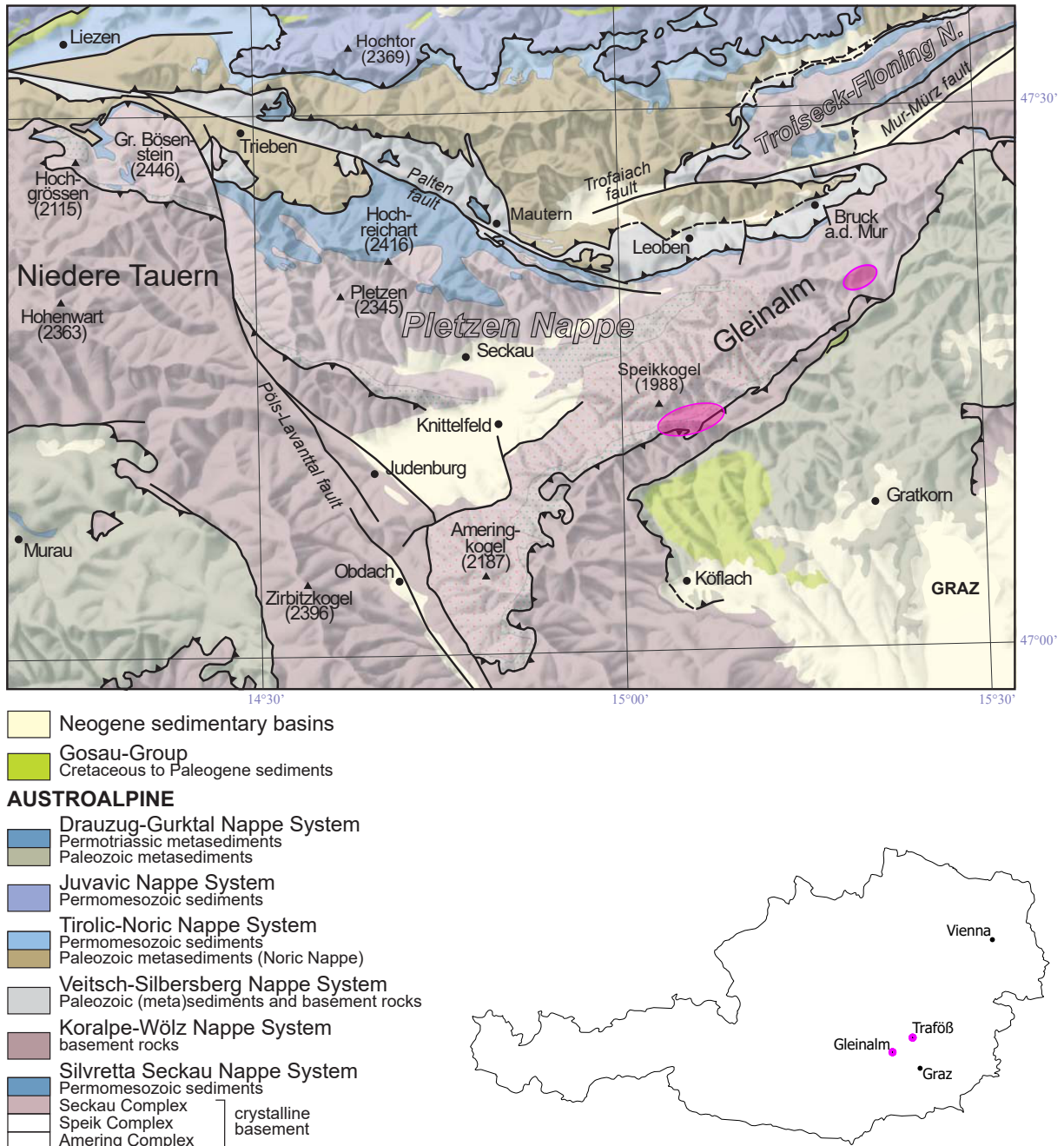


Abbildung 1.1: Geologische Übersicht der diesjährig untersuchten und beprobten Gebiete (verändert nach Mandl u. a., 2014)

2 Geologischer Rahmen

Die untersuchten Gebiete werden, geologisch, dem Speik-Komplex zugeordnet. Diese lithodemi-sche Einheit tritt in der tektonischen Einheiten Bösenstein-Pletzen-Decke, des Silvretta-Seckau-Deckensystems auf (bspw. [Ebner u. a., 2017](#)). Dieses Deckensystem ist Teil des Oberostalpin und wird zur Unterplatte des Eoalpinen Orogenkeils gezählt, welcher sich während der frühen Kreidezeit bildete ([Schmid u. a., 2004](#)) – Abbildung 2.1. Es bildet das tektonisch tiefste Stockwerk des oberostalpinen Deckenstapels (Abbildung 2.2) und liegt dem Unterostalpin auf. Im Norden wird es durch das Veitsch-Silbersberg-Deckensystem und die Deckensysteme der Nördlichen Kalkalpen überlagert; wohingegen es im Süden vom Koralpe-Wölz-Deckensystem überlagert wird ([Schuster, 2004](#)). Paläogeographisch werden die Ostalpinen-Einheiten der AICaPa (Alpine-Carpathian-Pannonian) Megaunit bzw. Mikroplatte ([Handy u. a., 2010](#)) zugeordnet.

Der lithologische Inhalt des Speik-Komplexes besteht im Wesentlichen aus Amphiboliten unterschiedlicher Ausprägung. Hinzukommen ein Orthogneis (Augengneis) und Einschaltungen von Serpentiniten. Serpentinittkörper unterschiedlichster Mächtigkeit sind charakteristisch für diesen Komplex ([Becker, 1981](#)). Abhängig vom Verständnis des Begriffs Speik-Komplex (Kapitel 2.1) kommen noch unterschiedliche ultramafische Gesteine, Gabbros, lokal Eklogite (am Hochgrößen ([Wieseneder, 1969](#); [Faryad u. a., 2002](#)) und am Gulsen) sowie Glimmerschiefer hinzu (bspw. [Angel und Heritsch, 1921](#); [Becker, 1980](#); [Pfungstl u. a., 2015](#); [Mandl u. a., 2018](#)).

Seit den 1980er Jahren hat sich die Interpretation des Speik-Komplexes als (prä-silurischer) Ophiolith-Komplex etabliert ([Stumpfl und El Ageed, 1981](#); [Frisch u. a., 1984](#); [Neubauer, 1988](#); [Neubauer u. a., 1989](#); [Neubauer und Frisch, 1993](#)). Nach dem heutigen Verständnis sind Ophiolithe tektonische Fragmente der ozeanischen Kruste und des oberen Erdmantels die in kontinentale Kruste eingebaut wurden (bspw. [Moores, 2003](#); [Dilek und Furnes, 2011](#)). Im Allgemeinen werden sie als eine Suturzone zwischen zwei kollidierten Platten und/oder akkretierten Krustenstücken (Terrane) betrachtet ([Dilek, 2003](#)). Der Speik-Komplex wird als die in einem Backarc-Becken gebildete ozeanische Kruste interpretiert (bspw. [Neubauer u. a., 1989](#); [Schubert-Hlavač, 2021](#)) und Genese dieses Ophioliths reicht womöglich bis in das Neoproterozoikum zurück ([Melcher und Meisel, 2004](#)).

2.1 Exkurs: Der Begriff “Speik-Komplex”

Die Literaturrecherche zeigt, dass der Begriff “Speik-Komplex” leider lose definiert ist und seine Abgrenzung zu anderen Einheiten somit unklar sind (bspw. [Pfungstl u. a., 2015](#); [Schubert-Hlavač, 2021](#)).

Der Begriff geht auf Heritsch und Czermak ([1923](#)) bzw. Angel und Heritsch ([1921](#)) zurück. Die Gesteine der Stubalpe wurden, von diesen, in sieben Gesteinsserien gegliedert: Ammeringserie, Speikserie, Rappoltserie, Almhausserie, Teigitschserie, Gradener Serie und Obdacher Zone. Diese Gliederung erfolgte nach lithologischen Merkmalen mit Verwendung von Lokalnamen charakteristischer Gebiete. Diese Einteilung ist zum Teil bis heute erhalten; wobei der Begriff “Serie” im Sinne einer modernen Nomenklatur ([North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2005](#)) im Rang eines “Komplexes” zu verstehen ist. Namensgeber des Speik-Komplexes ist der Speikkogel (1993m) der Stub- und Packalpe, nahe der Grenze Steiermark

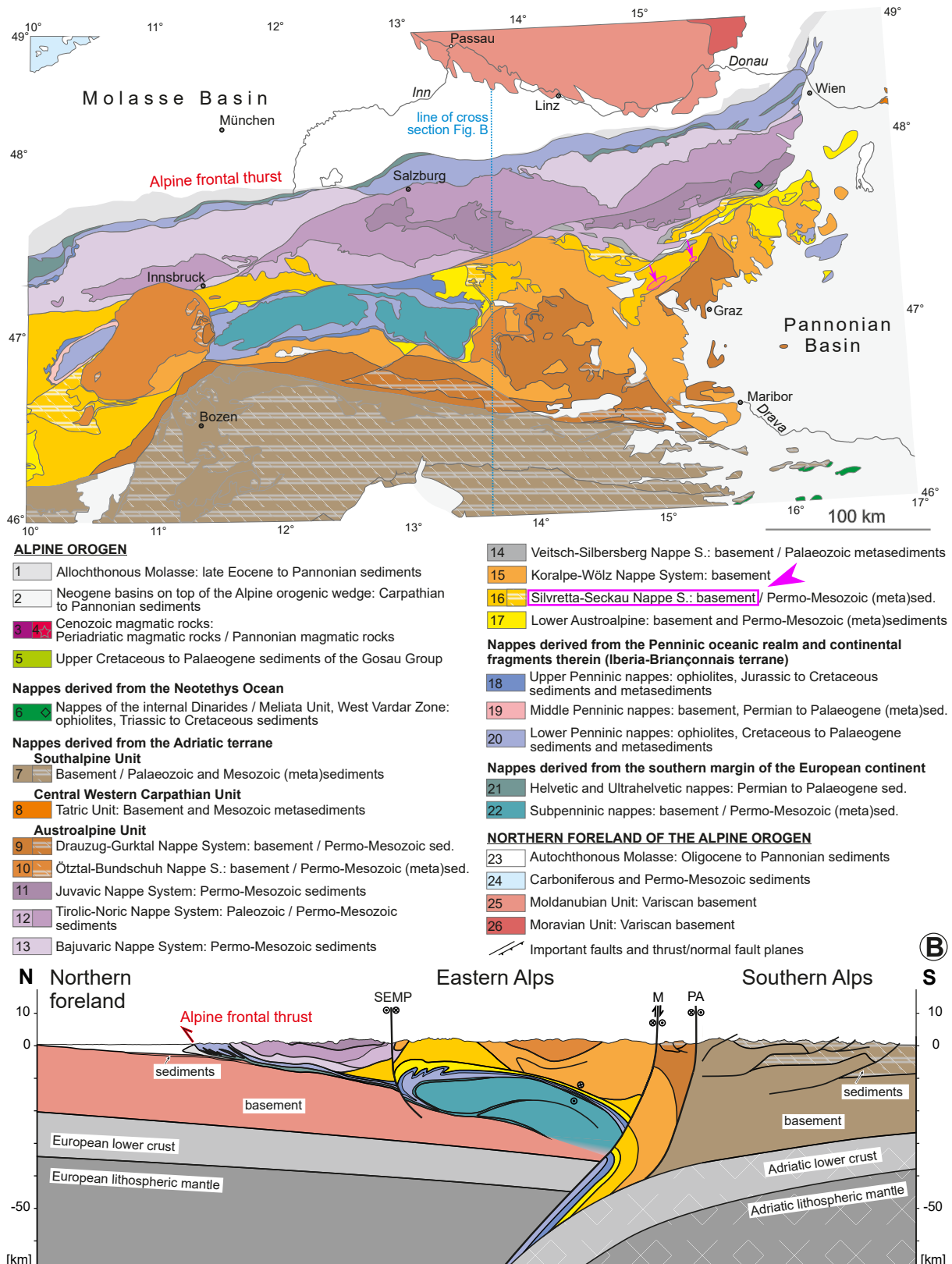


Abbildung 2.1: Tektonische Karte der Ostalpen und des nördlichen Vorlandes, Nomenklatur nach Schmid u. a. (2004), Verändert nach Schuster und Stüwe (2022). Zahlen referenzieren zu den tektonischen Einheiten in Abbildung 2.2.

SEMP: Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-, M: Mölltal-, PA: Periadriatisches Störungssystem

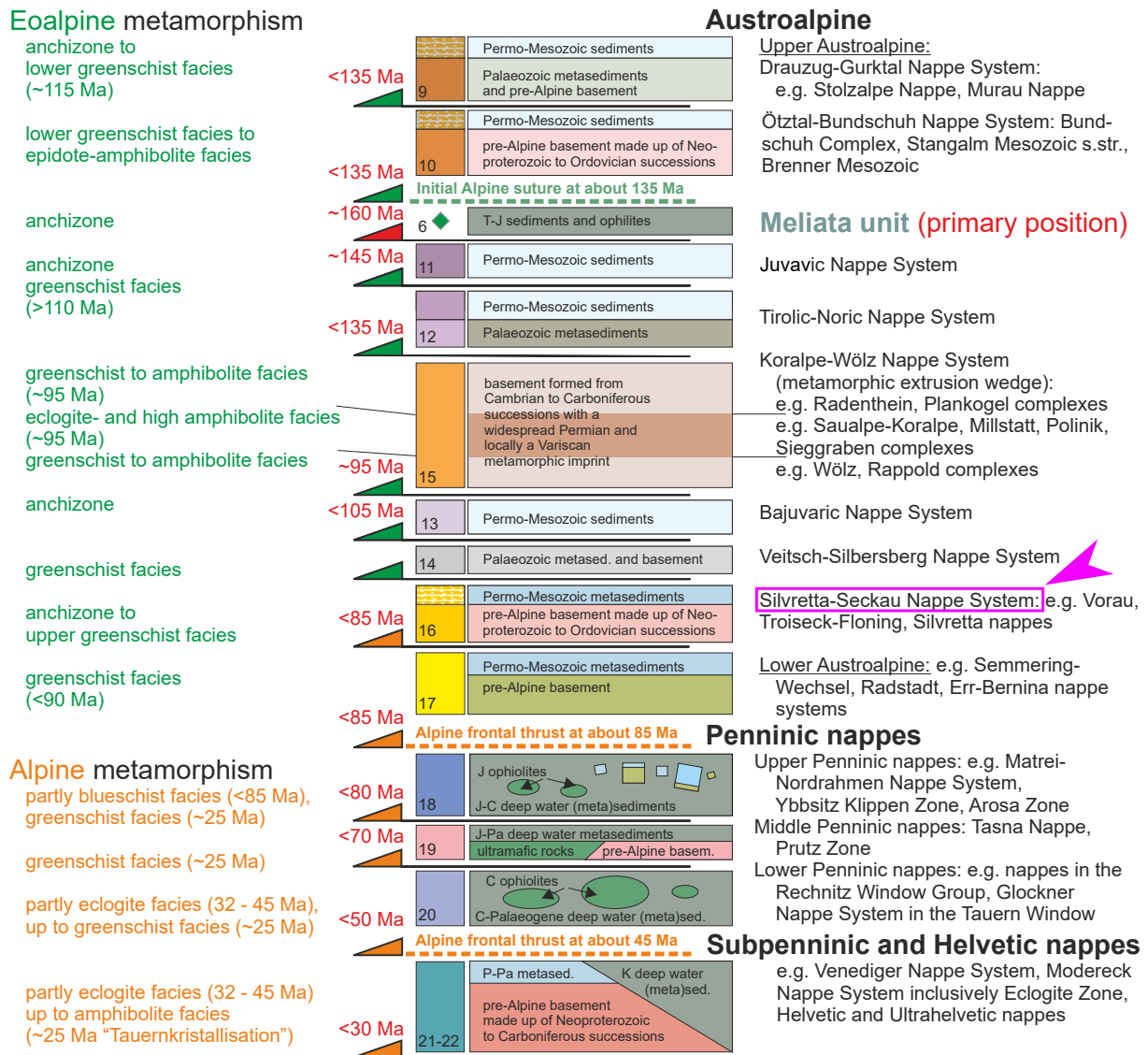


Abbildung 2.2: Schematisches Diagramm der großen tektonischen Einheiten der Ostalpen, nach Schuster und Stüwe (2022). Hervorgehoben ist das Silvretta-Seckau-Deckensystem in dem sich die Untersuchungsgebiete befinden.

- Links: Metamorphosegrad während des Eoalpinen (Kreide) und Alpinen (Känozoikum) Ereignisses und die Zeit der Peak-Metamorphose;
- Mitte: Wesentlicher lithologischer Inhalt der tektonischen Einheiten, rote Zahlen geben die Zeit des Einbaus in den Alpenen Orogenkeil an, Zahlen in den farbliche Feldern referenzieren zu den tektonischen Einheiten der Karte in Abbildung 2.1;
- Rechts: Tektonische und Lithostratigraphische Einheiten.
T: Trias, J: Jura, C: Kreide, Pa: Paläogen

und Kärnten. Der lithologische Inhalt ist dominiert von “Amphibolgesteinen” unterschiedlicher Ausprägung. Als weiterer wichtiger Bestandteil wird ein Orthogneis (Augengneis) angegeben und untergeordnet sind Granulite, (Antigorit-)Serpentinite und ein Marmor angeführt (Heritsch und Czermak, 1923).

Das Auftreten von zum Teil serpentiniertem ultramafischen Gestein und Serpentiniten unweit nördlich und nordöstlich der Gleinalpe, spezielle im Bereich Kraubath, führte immer wieder zu Vergleichen dieser mit den Gesteinen der Stub- und Gleinalpe (Speik-Komplex). Wird durch Heritsch und Czermak (1923) noch die Unterschiedlichkeit der Serpentinite von Kraubath und der Gleinalpe hervorgehoben, sah Hauser (1937) große Ähnlichkeiten der Serpentinite nördlich von Leoben mit jenen der Gleinalpe (Ochsenkogel). Angel (1939) sah den Kraubather Körper aus ultramafischem Gestein und Serpentiniten, sowie das Vorkommen derer in Traföb als Glied der Gleinalpe. Frisch u. a. (1984) und Flügel und Neubauer (1984b) zählen dann die Vorkommen ultramafischer Gesteine bei Kraubath und um den Hochgrößen zum Speik-Komplex.

Angemerkt sei, dass sich die Teile des so definierten Speik-Komplexes auch lithologische unterscheiden: Während der Teil um Kraubath aus unterschiedlich stark serpentinierten ultramafischen Gesteinen, Metagabbros und lokal vorkommenden Eklogiten aufgebaut ist (Melcher und Meisel, 2004), besteht der durch Heritsch und Czermak (1923) definierte Speik-Komplex mehrheitlich aus unterschiedlichen Granat-Amphiboliten, ultramafisches Gestein ist aus diesem Teil nicht bekannt.

Somit lassen sich lithologisch zwei Teile des Speik-Komplexes ausmachen, die sich auch geografisch unterscheiden. Ein nördlichen Teil der von (zum Teil) serpentinierten ultramafischem Gestein bestimmt ist; und ein südlicher Teil, der im Wesentlichen durch Amphibolit, Orthogneis und Serpentin aufgebaut ist. Letzterer, entspricht der Definition von Heritsch und Czermak (1923). Die beiden Teile lassen sich auch hinsichtlich einer permomesozoischen Bedeckung unterscheiden: Für den nördlichen Teil ist in geologischen Karten (bspw. Flügel und Neubauer, 1984a) zum Teil eine solche Bedeckungen eingetragen (Hochgrößen), für den südlichen Teil ist dies nicht der Fall.

Zur Interpretation als Backarc-Becken sei angemerkt, dass Ophiolithe ozeanische Kruste und Mantel repräsentieren, die an ozeanischen Spreizungszonen entstanden ist. Diese Zonen kommen bei Mittelozeanischen Rücken, (aktiven) Backarc- oder Intraarc-Becken oder während der initialen Phase einer Inselbogenbildung in dessen gedehntem Forearc-Bereich vor (Moores, 2003). Da sich heute bekannte Ophiolithe geochemisch und physikalisch von ozeanischer Lithosphäre die an einem Mittelozeanischen Rücken gebildet wurde unterscheiden (bspw. Shervais, 2001; Winter, 2014), führte dies zum Begriff der “Supra-Subduktionszonen” (SSZ) Ophiolithe. SSZ Ophiolithe haben den Aufbau einer ozeanischen Kruste – oder er kann auf diese zurückgeführt werden. Ihre geochemische Zusammensetzung zeigt aber, dass diese ozeanische Kruste nicht an einem Mittelozeanischen Rücken entstanden ist. Das komplexe tektonische Geschehen in und über Subduktionszonen und den damit verbundenen Magmatismus eröffnet viele Möglichkeiten zur Entstehung dieser Art von ozeanischer Lithosphäre (siehe dazu Pearce, 2003).

Dies trifft auch auf die im Speik-Komplex vorkommenden Metabasite (Amphibolite) zu: sie zeigen wohl eine geochemische Affinität zu Basalten Mittelozeanischer Rücken, unterscheiden sich jedoch in wesentlichen Punkten von diesen. Diese geochemische Signatur zeigt sich häufig bei Backarc-Becken-Basalten. So wird der Speik-Komplex, auf Grund der Geochemie, meist als ehemaliges Backarc-Becken an einer Subduktionszone interpretiert (bspw. Frisch u. a., 1984; Neubauer u. a., 1989; Schubert-Hlavač, 2021). Diese Interpretation trifft auf viele Ophiolithe zu – zu viele wie Moores (2003) meint, der sich eine Abnahme der automatischen Interpretation von Ophiolithen als Backarc-Becken in der Zukunft wünscht.

Es sei abermals auf das komplex magmatische Geschehen bei Subduktionszonen aber auch auf den jeweiligen geologischen Kenntnisstand bzw. Zeitgeist hingewiesen die auch andere In-

terpretationen zulassen. Beispielsweise wird die Entstehung der ultramafischen Gesteine des Speik-Komplexes durch Melcher und Meisel (2004) als ein Geschehen im Forearc-Inselbogen-Übergangsbereich betrachtet. Clar (1929), Haditsch (1981) und Haditsch u. a. (1981) sehen das Kraubath Massiv als eine differenzierte ultramafische bzw. Peridotit-Intrusion (Petrascheck, 1959).

Weitere geologische Begrifflichkeiten in Zusammenhang mit dem Speik-Komplex, lassen sich in jüngeren Kompilationen von geologischen Karten (Kreuss, 2016; bspw. Moser, 2016) finden. In diesen taucht der Begriff “Speik-Decke” – ein tektonischer Begriff – auf. Eine Definition dafür lies sich nicht finden. Frisch u. a. (2011) sprechen weiteres von einem “Speik-Terran”. Unter einem Terran wird eine geologische Einheit von regionaler Ausdehnung verstanden, die von Störungszonen begrenzt ist und deren geologische Entwicklung sich von deren benachbarten geologischen Einheiten grundlegend unterscheidet (Blake u. a., 1982; Jones u. a., 1983; Schermer u. a., 1984).

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass mit dem Begriff “Speik-Komplex” zum einen sehr unterschiedliche Gesteinsabfolgen belegt sind und zum anderen unterschiedliche geologische Begriffe assoziiert werden. In Ermangelung einer Definition und der im Detail ungeklärten magmatischen und metamorphen Entwicklung (Melcher u. a., 2002) ist dies wenig verwunderlich. Es zeigt, dass diese Einheit einer Definition bedarf.

3 Probennahme

Die Probennahme erfolgte Ende Mai/Anfang Juni 2023. Bei Traföß ist der Körper aus ultramafischem Gestein schon lange bekannt und ein ehemaliger Steinbruch ist leicht zugänglich. Ostseitig liegt das Gebiet verkehrstechnisch günstig an der Bundesstraße Graz – Bruck a. d. Mur. Westseitig gibt es auch einige befahrbare Forststraßen. Insofern konnte die Probennahme in diesem Gebiet schnell und zügig erledigt werden. Proben wurden nahe der Brucker Schnellstrasse in der Nähe und über dem Tunnel Kirchdorf genommen. Weiteres wurden Proben südöstlich von Traföß etwa beim Zusammenfluss vom Präbach mit dem Trafößbach genommen.

Das Gebiet der Gleinalpe ist weitläufiger und es ist nicht ein Gesteinskörper, wie in Traföß, der zu beproben war, sondern mehrere kleinere Serpentinivorkommen. Zur Vorbereitung einer gezielten Probennahme waren persönliche Kenntnisse und detaillierte Kartierungen aus Diplomarbeiten (Schlöser, 1987; Schubert-Hlavač, 2021) sowie Beschreibungen durch Hauser und Urregg (1948) hilfreich. Die Probennahme erfolgte im Gebiet des Ochsenkogels, des Schwarzbachgrabens und des Neuhofergrabens. Aufgrund des gebirgigen Geländes war die Probennahme hier nicht so einfach verglichen mit Traföß. Durch die freundliche Genehmigung des Forstamts Prinz Liechtenstein konnte das Gebiet zumindest zum Teil mit dem Auto befahren werden.

Insgesamt wurden 28 Proben von Serpentiniten und (ultra)mafischem Gestein genommen. Eindrücke der Geländearbeit sind in Abbildung 3.1 zusammengefasst und die Probenpunkte sind in Tabelle 3.1 aufgelistet.

3.1 Ergebnisse

Der Serpentinit bricht zu polygonalen Steinen, seltener zu Blöcken, nach Klüften. Die Verwitterungsoberfläche ist graubraun bis ockerfarben. An frischen Bruchflächen zeigt sich ein feinkörniges dunkles fast schwarzes oder dunkelgrün geflecktes Bild. Es sind feinschiefrige und massige Lagen zu beobachten. Das Gestein ist von Millimeter bis Zentimeter mächtigen Karbonatadern durchzogen. Diese sind teilweise auch nest- bzw. sternförmig ausgebildet (Abbildung 3.1c). Insgesamt zeigen diese Serpentinite eine schwarzbläulich-grünlichttürkis-weiße Musterung. Das Gestein fühlt sich stellenweise talgig bzw. ölig an, hat einen seidigen Glanz und wird bei mehrmaligem anschlagen meist faserig.

An manchen Stellen lassen sich dunkelgelbe-bräunliche bis zu Zentimeter mächtige Krusten erkennen (Abbildung 3.1f). Diese werden als hydratisierte Eisenoxide – Limonit oder Goethit (?) – als Produkte der Oberflächenverwitterung interpretiert.

Das Gestein macht einen tektonisch beanspruchten zum Teil kataklastischen Eindruck und zeigt kein ophiolithisches Gefüge.

Es sind immer wieder kleine Knötchen von derbem Magnetit zu beobachten. So existieren Bereiche, die magnetisch sind und an denen ein Magnet haften bleibt (Abbildung 3.1e und Abbildung 3.1f). Das Gestein ist zum Teil so stark magnetisch, dass selbst eine Kompassnadel abgelenkt wird. Bezüglich des magnetischen Charakters lassen sich zwei Gruppen unterscheiden: Serpentinite die mehr oder weniger homogen magnetisch sind und Serpentinite die inhomogen magnetisch sind. An ersteren bleibt ein Magnet mehr oder weniger gleichmäßig haften und bei

Tabelle 3.1: Probenpunkte, Koordinaten in EPSG:4326

Aufschluss	Probe	Gestein	Lon	Lat
GSH-23/10	23G21	Serpentinit	15.34351	47.35068
GSH-23/11	23G22	Gabbro	15.33885	47.35384
GSH-23/13	23G23	Metagabbro	15.33791	47.35446
GSH-23/14	23G24	Serpentinit	15.33961	47.35327
GSH-23/14	23G25	Serpentinit	15.33961	47.35327
GSH-23/15	23G26	Amphibolit	15.33188	47.33661
GSH-23/16	23G27	Serpentinit	15.33069	47.33606
GSH-23/16	23G28	Ultramafisches Gestein	15.33069	47.33606
GSH-23/16	23G29	Ultramafisches Gestein	15.33069	47.33606
GSH-23/16	23G30	Ultramafisches Gestein	15.33069	47.33606
GSH-23/17	23G31	Serpentinit	15.07904	47.21106
GSH-23/17	23G32	Serpentinit	15.07904	47.21106
GSH-23/17	23G33	Serpentinit	15.07904	47.21106
GSH-23/17	23G34	Serpentinit	15.07904	47.21106
GSH-20/12	23G35	Serpentinit	15.08777	47.21061
GSH-20/12	23G36	Serpentinit	15.08777	47.21061
GSH-20/12	23G37	Chlorit-Actinolit-Fels	15.08777	47.21061
GSH-23/19	23G38	Serpentinit	15.08774	47.21006
GSH-23/20	23G39	Serpentinit	15.09067	47.21127
GSH-23/20	23G40	Serpentinit	15.09067	47.21127
GSH-23/24	23G41	Serpentinit	15.06787	47.20997
GSH-23/25	23G42	Marmor	15.09124	47.21831
GSH-23/26	23G43	Serpentinit	15.09960	47.21825
GSH-23/26	23G44	Serpentinit	15.09960	47.21825
GSH-23/26	23G45	Chloritfels	15.09960	47.21825
GSH-23/27	23G46	Talkschiefer	15.10099	47.21850
GSH-23/29	23G47	Serpentinit	15.10280	47.22042
GSH-23/35	23G48	Serpentinit	15.14828	47.23403

letzteren nur an gut abgegrenzten Stellen (Nestern). Wohlgermerkt bezieht sich diese Kategorisierung auf einen Handstückmaßstab. Im Kartenmaßstab ist von einem durchgehenden höheren Magnetismus auszugehen.

Diese Beobachtung ist für dieses Projekt von spezieller Bedeutung, als dass genau diese Eigenschaft den Serpentiniten einen starken Kontrast zu deren Nebengesteinen verleiht. So kann die geophysikalische Methode der Magnetik dazu benutzt werden die Mächtigkeit und Ausdehnung der Serpentinitkörper abzuschätzen.

Die Serpentinite sind mit Anthophyllit-Chlorit-Aktinolit-Fels, Chlorit-Fels (Abbildung 3.1d) und Talkschiefer im Zentimeter- bis Dezimeter-Bereich assoziiert. Diese werden als randliche Reaktionszonen zum Nebengestein interpretiert. Im Kartenmaßstab sind die Serpentinite im Bereich der Gleinalm in einen großen Granat-Amphibolitkörper integriert. Im Bereich von Traföß sind die Serpentinite in einen Körper von ultramafischen und gabbroiden Gesteinen (Dunit, Pyroxenit, Norit, Gabbro) eingebaut.



(a) Ochsenkogel, Aufschluss GSH-23/19



(b) Schwarzbachgraben, Aufschluss GSH-23/26



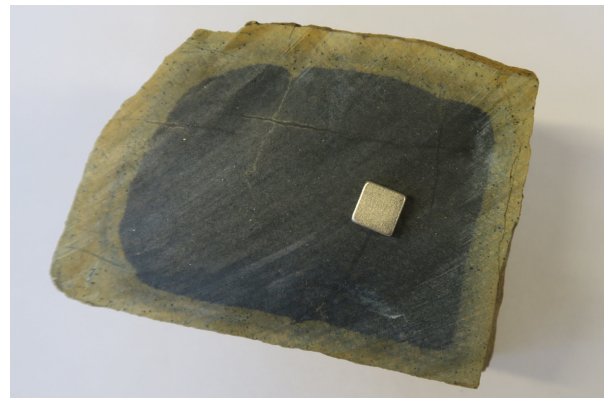
(c) Typischer Serpentinit, Ochsenkogel



(d) Chlorit-Fels, Schwarzbachgraben



(e) Serpentinit mit anhaftendem Magnet, Probe 23G47



(f) Serpentinit mit Verwitterungskruste, Probe 23G25

Abbildung 3.1: Probennahme im Gebiet der Gleinalm

4 Probenauswertung und Materialcharakterisierung

4.1 Dichtebestimmung

Von all jenen 27 Proben von denen Dünnschliffe angefertigt wurden, wurden auch Dichtebestimmungen gemacht.

Die Dichte ρ eines Körpers ist das Verhältnis seiner Masse m zu seinem Volumen V : $\rho = m/V$. Die Masse eines Körpers kann, über die Messung der Gewichtskraft des Körpers, direkt mit Hilfe einer Waage bestimmt werde. Die Bestimmung des Volumens kann im Allgemeinen nicht direkt erfolgen. Ausnahmen bilden einfache und hoch geometrische Körper, wie Quader oder Zylinder, deren Volumen leicht durch Messungen bestimmt werden kann. Geomaterialien liegen jedoch seltenst in dieser Form vor.

Das Bestimmen des Volumens eines Körpers muss somit durch die Verdrängungs- oder Auftriebsmethode erfolgen. Bei der Verdrängungsmethode wird das Gewicht bzw. die Masse der verdrängten Flüssigkeitsmenge direkt bestimmt. Bei der Auftriebsmethode wird das um den Auftrieb verringerte Gewicht des Festkörpers in einer Flüssigkeit ermittelt. Die Auftriebsmethode arbeitet auf der Grundlage des “Archimedischen Prinzips”, das die Beziehung zwischen Kräften (oder Massen), Volumina und Dichten von in Flüssigkeit eingetauchten Festkörpern beschreibt. Damit ist es möglich die Dichte eines Festkörpers ohne Bestimmung dessen Volumens zu ermitteln. Dafür wird seine Gewichtskraft in zwei unterschiedlichen Fluiden, bspw. Luft und Wasser, zweimal bestimmt. Die Dichte des Festkörpers kann mit Gleichung 4.1 errechnet werden. Für eine Herleitung dieser Formel sei auf einschlägige Literatur (bspw. [Carmichael, 1989](#); [Kuchling, 1994](#)) verwiesen.

4.1.1 Methodik

Die Bestimmung der Gesamtdichte erfolgte über die Auftriebsmethode. Vor der Dichtebestimmung wurden die Proben mehrere Monate an der Luft getrocknet. Sie wurden jeweils zweimal mit einer Laborwaage (Sartorius) gewogen: Einmal in der Luft (G_K^L) und einmal vollständig in Wasser eingetaucht (G_K^W). Bei der Messung betrug die Wassertemperatur 23,1 °C. Bei dieser Temperatur beträgt die Dichte von Wasser (ρ_W) 0,997 52 g cm⁻³ ([Haynes u. a., 2017](#)).

Die Berechnung der Gesamtdichte des Körpers (ρ_K) erfolge mit Gleichung 4.1. In Abbildung 4.1 ist die gebaute Apparatur zum Wiegen der Proben dargestellt.

$$\rho_K = \rho_W \frac{G_K^L}{G_K^L - G_K^W} \quad (4.1)$$



Abbildung 4.1: Apparatur zu Dichtebestimmung. Oben: Waage; Unten: Rotes Becken mit Wasser, darin Käfig zum auflegen der Proben und rechts ein schwimmender Thermometer zur Bestimmung der Wassertemperatur. Die Proben wurden zuerst oben trocken auf der Waage und anschließend unten im Käfig vollständig in Wasser eingetaucht gewogen.

4.1.2 Ergebnisse

Es zeigt sich, dass die ermittelten Dichten der Gesteine im Wesentlichen gut mit Sammelwerken (bspw. Carmichael, 1989) übereinstimmt. Die Gesteinsansprache ist hier noch nach feldgeologischen Gesichtspunkten gemacht. Die Ergebnisse weisen darauf hin, dass im speziellen für die hier (noch) als Serpentinite angesprochenen Gesteine weitere Untersuchungen und Klassifizierungen nötig sind. Bei diesen Gesteinen liegen die Werte im Bereich vom $2,45 \text{ g cm}^{-3}$ – $2,98 \text{ g cm}^{-3}$. Die niedrigen Werte scheinen glaubhaft, doch bei den Proben mit hohen Wert bedarf es weiteren Untersuchungen ob es sich dabei tatsächlich um Serpentinite handelt (üblich sind nach Carmichael (1989) Werte im Bereich $2,44 \text{ g cm}^{-3}$ – $2,80 \text{ g cm}^{-3}$).

Die Ergebnisse der Dichtebestimmung sind in Abbildung 4.2 zusammenfassend dargestellt und in Tabelle 4.1 aufgelistet.

4.2 Röntgen-Pulverdiffraktometrie

Zur Ermittlung des Gesamtmineralbestands wurde von 15 Proben – sechs aus dem Gebiet Traföß und neun aus dem Gebiet Gleinalm – eine Röntgen-Pulverdiffraktometrie durchgeführt.

4.2.1 Methodik

Um den Gesamtmineralbestand zu ermitteln, wurden die Proben getrocknet und in einer Scheibenschwingmühle zu Analysenfeinheit vermahlen. Um die für die Auswertung der RDA-Diagramme notwendigen texturfreien Präparate zu erhalten, wurde das sogenannte „Back-loading“ Verfahren angewandt. Anschließend wurden die Proben einer röntgenographischen Phasenanalyse mit folgenden Messbedingungen unterzogen:

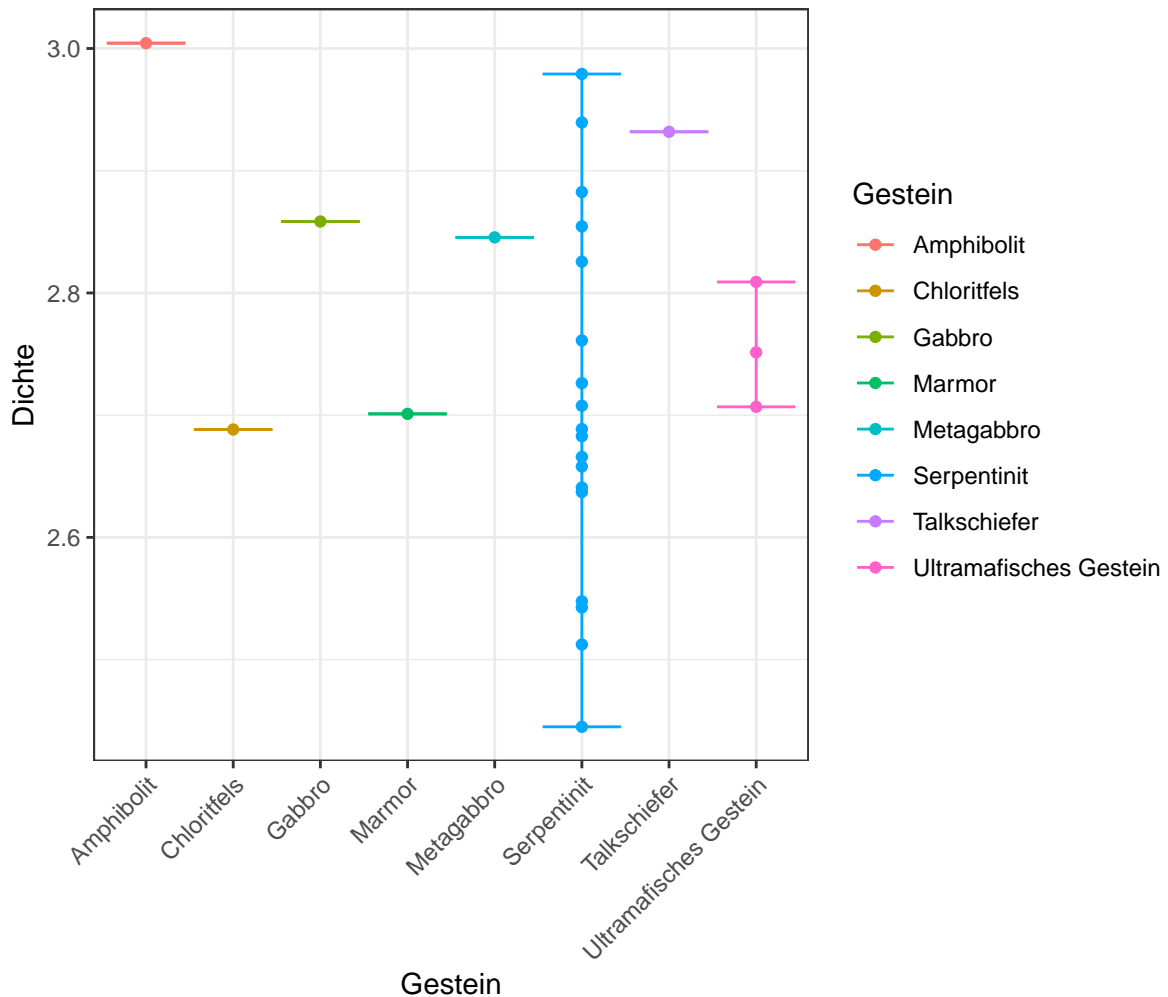


Abbildung 4.2: Zusammenfassende Darstellung der ermittelten Gesamtdichten pro Gestein und Proben. Die Gesteine sind nach feldgeologischen Kriterien angesprochen. Die ermittelten Dichten der Gesteine stimmt im Wesentlichen gut mit Sammelwerken (bspw. [Carmichael, 1989](#)) überein. Bei den hier (noch) als Serpentinitten angesprochenen Gesteinen zeigt sich, dass eine weitere Untersuchung und Klassifizierung nötig ist.

Tabelle 4.1: Ergebnisse der Dichtebestimmung der genommenen Proben

Probe	G_{Luft} [g]	G_{Wasser} [g]	Dichte [g/cm^3]	Gestein
23G21	431.99	269.87	2.6580	Serpentinit
23G22	881.21	573.69	2.8584	Gabbro
23G23	1098.34	713.30	2.8455	Metagabbro
23G24	476.12	287.08	2.5124	Serpentinit
23G25	727.31	442.54	2.5477	Serpentinit
23G26	407.35	272.10	3.0044	Amphibolit
23G27	584.38	367.09	2.6827	Serpentinit
23G28	398.62	251.72	2.7068	Ultramafisches Gestein
23G29	732.27	466.78	2.7513	Ultramafisches Gestein
23G30	630.33	406.49	2.8090	Ultramafisches Gestein
23G31	420.39	271.98	2.8256	Serpentinit
23G32	634.48	405.26	2.7611	Serpentinit
23G33	503.73	298.22	2.4450	Serpentinit
23G34	300.60	198.59	2.9395	Serpentinit
23G35	611.73	386.37	2.7077	Serpentinit
23G36	1184.36	751.00	2.7262	Serpentinit
23G38	684.31	425.46	2.6371	Serpentinit
23G39	81.72	49.66	2.5426	Serpentinit
23G40	1604.03	1048.95	2.8826	Serpentinit
23G41	584.36	380.15	2.8545	Serpentinit
23G42	510.58	322.02	2.7011	Marmor
23G43	1043.94	649.61	2.6408	Serpentinit
23G44	1267.55	793.26	2.6659	Serpentinit
23G45	555.46	349.35	2.6883	Chloritfels
23G46	893.79	589.69	2.9318	Talkschiefer
23G47	768.36	483.29	2.6887	Serpentinit
23G48	825.60	549.16	2.9791	Serpentinit

- Messbedingungen im Bereich von $3^{\circ} 2\theta$ bis $70^{\circ} 2\theta$
- Röntgendiffraktometer PANalytical X'Pert Pro Powder
- Goniometer PW3050/60 (Theta/Theta)
- Cu-K α -Keramikköhre
- PIXcel-Detektor
- Continuous scans, Schrittweite 0.013°
- 40kV, 40mA
- Messzeit 10 sec/Schritt

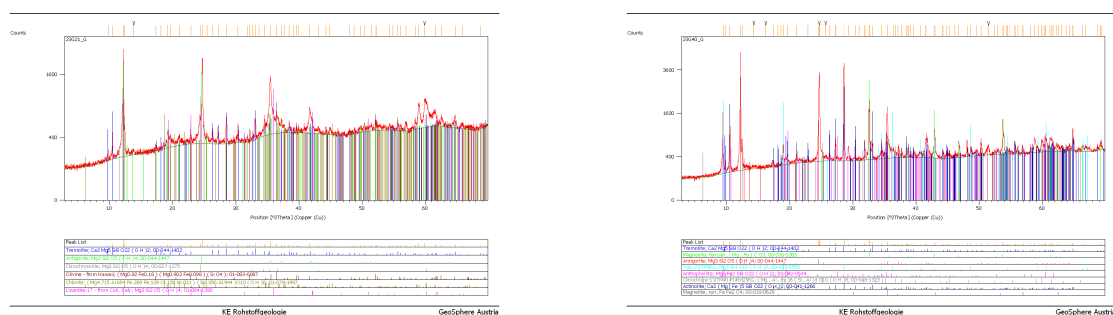
Zur qualitativen Bestimmung der Mineralphasen wurden die Röntgenbeugungsreflexe mit der zugehörigen Auswertesoftware X'Pert Highscore von PanAlytical bearbeitet und identifiziert.

4.2.2 Ergebnisse

Eine detaillierte Auswertung der Ergebnisse war auf Grund der längeren Krankheit eines darin involvierten Projektmitarbeiters dieses Jahr noch nicht möglich und ist für das kommende Projektjahr vorgesehen.

Die Minerale der Serpentinegruppe sind im Gebiet der Gleinalm von Antigorit dominiert, wohingegen bei den Proben aus Traföb auch Lizardit und Chrysotil vorkommen. Bei Calcium-Amphibole (Hornblenden) lassen sich Tremolit und Aktinolit erkennen. In den Proben der Gleinalm ist zusätzlich Anthophyllit (Magnesium-Amphibole) vorhanden. Als Phase der Chloritgruppe ist Klinochlor nachweisbar. Olivin, tendenziell als Forsterit, ist nur bei den Proben aus Traföb erkenntlich. Zusätzlich konnte das Eisenhydroxid Goethit identifiziert werden. Zwei beispielhafte Röntgen-Diffraktogramme sind in Abbildung 4.3 gegeben.

Diese Unterschiede der Gebiete Traföb und Gleinalm lassen zum einen auf Variationen im Protolith und zum anderen auf eine unterschiedliche letzte Metamorphose bzw. Alteration schließen. Goethit wird als Verwitterungsprodukt interpretiert.



- (a) Röntgen-Diffraktogramm der Probe 23G21, Traföb: Antigorit, Chrysotil, Lizardit, Tremolit, Chlorit und Olivin
- (b) Röntgen-Diffraktogramm der Probe 23G40, Gleinalm: Antigorit, Talk, Tremolit-Aktinolit, Chlorit, Anthophyllit, Magnetit und Magnetit

Abbildung 4.3: Beispielhafte Röntgen-Diffraktogramme: Vergleich der Mineralogie zwischen Traföb und er Gleinalm. Bei den Proben aus Traföb lassen sich mehrere Phasen der Serpentinegruppe und Olivin erkennen. In den Proben der Gleinalm dominiert Antigorit als Serpentinphase und Olivin lässt sich keiner feststellen.

4.3 Dünnschliffe und Geochemie

Von 27 im Gelände genommenen Proben wurden Dünnschliffe angefertigt und 12 davon wurden für geochemische Analysen aufbereitet. Zur Qualitätssicherung der Laborwerte wurde zusätzlich eine Quarzit-Probe aufbereitet.

Probenaufbereitung

Die Proben wurden mit einem Backenbrecher (Retsch BB 50) mit Brechbacken aus Wolframcarbid zu ca. 3,5 mm großen Stücken gebrochen. Anschließend wurden sie mit einem Drehprobenteiler (Retsch PT – ein älteres Modell welches dem heutigen Retsch PT 100 entspricht) in Teilproben geteilt und eine zufällig gewählte Teilprobe abermals mit dem Backenbrecher in 1 mm große Stücke gebrochen. Abschließend wurde diese Teilprobe mit einer Achat Scheiben-Schwingmühle zur Analysenfeinheit zermahlen.

Ergebnisse

Die geochemische Analyse ist für Jahr 2024 geplant. Die Durchsicht der Dünnschliffe und deren Auswertung musste auf Grund einer längeren Krankheit des dafür vorgesehenen Projektmitarbeiters ebenfalls auf das Jahr 2024 verschoben werden.

5 Magnetometer

Im ersten Jahr des Projekts ÜLG-094 wurden die für dieses Projekt zur Verfügung stehenden Magnetometer in Betrieb genommen und getestet.

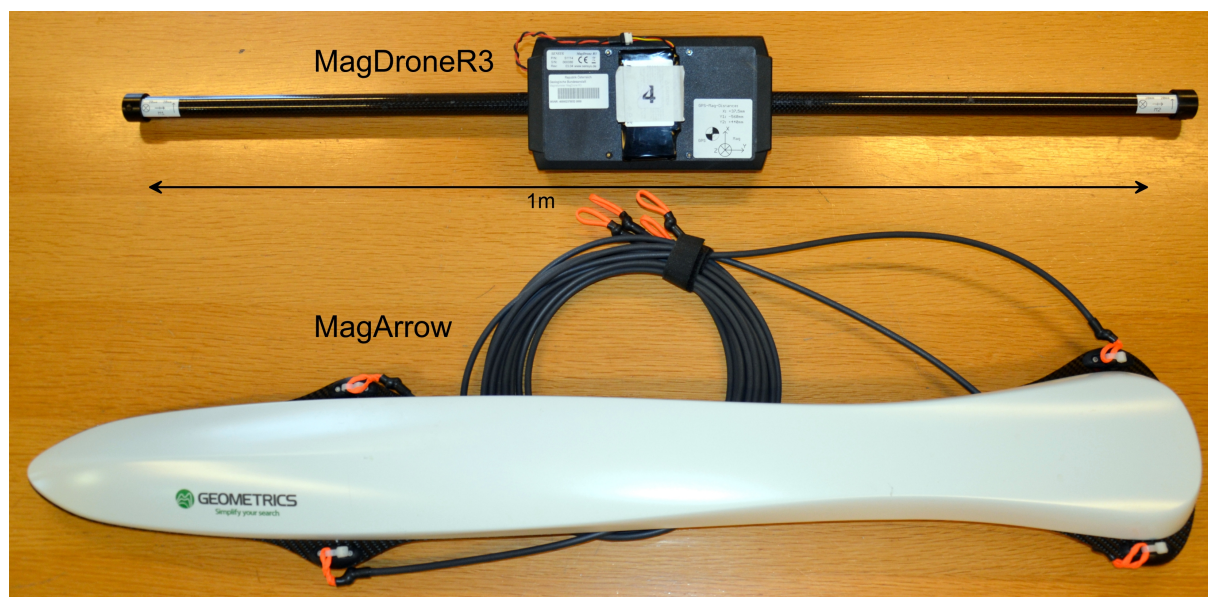


Abbildung 5.1: Drohnen-Magnetometer MagDroneR3 (oben) und MagArrow (unten).

5.1 MagArrow

Das Messsystem MagArrow (Geometrics, Abbildung 5.1 unten) ist mit zwei unmittelbar nebeneinander installierten MFAM Cs133-Miniatur-Absorptionszellen-Magnetometern ausgerüstet. Durch die unterschiedliche Ausrichtung der beiden Magnetometer kann das Messgerät weltweit verwendet werden (keine dead zones). Der Vorteil von Absorptionszellen-Magnetometern liegt vor allem in ihrer geringen Empfindlichkeit gegenüber elektromagnetischen Feldern, Temperaturschwankungen und Erschütterungen/Vibrationen. Das Messsystem ermittelt intern aus den beiden Magnetometern einen Wert für die magnetische Totalintensität dT_{MagArrow} .

Das Messsystem verfügt über eine satellitengestützte Positionsbestimmung, einen Temperatursensor, eine eingebaute Datenaufzeichnungseinheit sowie eine eigene Stromversorgung. Die Datenaufzeichnungseinheit speichert pro Sekunde 1000 Werte für die magn. Totalintensität, 200 Temperaturwerte und 1 GPS-Position inklusive GPS-Zeit.

Diese Komponenten sind in einer Karbonfaser-Hülle (bird) mit einer Länge von ca. 1 m und einem Gesamtgewicht von etwa 1 kg untergebracht, welche an Kabeln einige Meter unterhalb der Drohne transportiert wird.

5.2 MagDroneR3

Das Messsystem MagDroneR3 (SENSYS, Abbildung 5.1 oben) besteht aus einer Datenaufzeichnungseinheit, einem Temperatursensor, zwei Fluxgate-Magnetometern (Typ FGM3D/75), einer satellitengestützten Positionsbestimmung sowie einer autonomen Stromversorgung. Mit einem Gewicht von unter einem Kilogramm, kann dieses Messsystem problemlos z.B. von der Air8 Drohne der Geosphere Austria getragen werden. Die Datenaufzeichnungseinheit speichert pro Sekunde 200 Magnetfeld-Messungen und 5 GPS-Koordinaten inkl. GPS-Zeit. Auch die interne Temperatur wird aufgezeichnet. Allerdings nur mit einer Genauigkeit von 1°C.

Die beiden Fluxgate-Magnetometer liefern jeweils das Magnetfeld in allen drei Raumrichtungen (B_{1x} [nT], B_{1y} [nT], B_{1z} [nT] und B_{2x} [nT], B_{2y} [nT], B_{2z} [nT]). Der Abstand der Magnetometer beträgt 1m. Im Gegensatz zum MagArrow lässt sich dieses Messsystem damit gut als Magnetfeld-Gradiometer einsetzen.

Für unsere Zwecke leiten wir die magnetische Totalintensität $dT_{\text{MagDroneR3}}$ aus den Feldwerten der beiden Magnetometer ab als:

$$dT_{\text{MagDroneR3}} = \frac{1}{2}((B_1x^2 + B_1y^2 + B_1z^2)^{\frac{1}{2}} + (B_2x^2 + B_2y^2 + B_2z^2)^{\frac{1}{2}})$$

5.3 Bodenmagnetik

Bei einer Kartierung des Erdmagnetfeldes in einem Messgebiet ändert sich das Magnetfeld sowohl räumlich als auch zeitlich. Um die räumliche Variation des Magnetfeldes zu erhalten, muss man die zeitlichen Variationen aufzeichnen und entsprechend berücksichtigen.

Das Messsystem zur Aufzeichnung dieser zeitlichen Variation des Erdmagnetfeldes (Bodenmagnetik – BoMag) setzt sich aus Komponenten der Bodenstation aus der Aerogeophysik zusammen. Es besteht aus (siehe Abbildung 5.2):

- einem CS-3 Absorptionszellen-Magnetometer (Sensor inkl. Elektronik, Scintrex),
- einer GPS-Antenne,
- der Elektronik zur Messwert-Verarbeitung,
- einer Aufzeichnungseinheit
- und einem Netzteil zur Transformation von 220 V Wechselstrom zu 24 V Gleichstrom.

Beim Messeinsatz erfolgt die Stromversorgung entweder durch eine Anschluss ans Stromnetz oder einen Generator. Um die Messung möglichst wenig zu beeinflussen wird der CS-3 Sensor auf ein Stativ montiert und über ein 50m langes Kabel mit der Aufzeichnungseinheit verbunden.

5.4 Testmessungen am Stadtrand von Wien

5.4.1 Erste Testmessungen mit MagArrow und MagDroneR3

Die ersten Testmessungen mit den Messgeräten MagArrow und MagDroneR3 fanden in einem Waldgebiet am Stadtrand von Wien (Essling, Donaustadt) statt. Dieses Messgebiet ist gut erreichbar und das Magnetfeld hinreichend ruhig. Messungen im Garten des Geosphere-Standorts Neulinggasse 38 wären wegen der Lage inmitten der Stadt nicht zielführend.

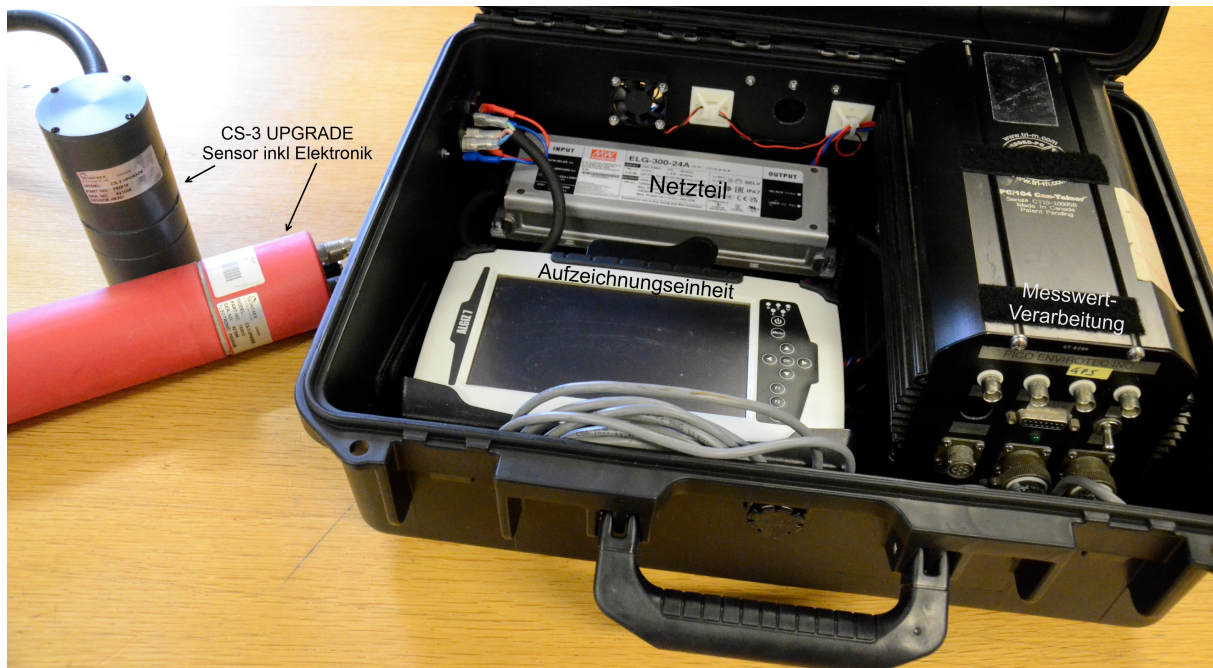


Abbildung 5.2: Komponenten der Bodenmagnetik.

Dabei wurde die beiden Messgeräte in ca. 10 m Entfernung zueinander unter freiem Himmel platziert und das Erdmagnetfeld gemessen.

Das obere Bild in Abbildung 5.3 zeigt den Verlauf der magnetischen Totalintensität von MagArrow (blau) und dem Mittelwert der beiden Sensoren von MagDroneR3 (schwarz). Das Anomalienmuster der beiden Aufzeichnungen ist sehr ähnlich. Der Verlauf der magn. Totalintensität von MagDrone zeigt jedoch einen deutlichen Abfall der Werte mit der Zeit.

Das mittlere Bild von Abbildung 5.3 zeigt die aufgezeichneten Temperaturen der internen Sensoren von MagArrow und MagDroneR3. Dabei fällt sofort auf, dass die Temperatur in MagDroneR3 nur in Schritten von ganzen °C aufgezeichnet wird. Nach Rücksprache mit dem Hersteller wurde uns mitgeteilt, dass eine genauere Aufzeichnung nicht möglich ist. Des weiteren fällt auf, dass der Temperaturanstieg in MagDroneR3 erkennbar stärker ausfällt als in MagArrow. Das könnte daran liegen, dass MagArrow an der Oberseite weiß ist, MagDroneR3 jedoch gänzlich dunkelgrau bzw. schwarz. Damit dürfte MagDroneR3 die Sonneneinstrahlung deutlich stärker absorbieren als MagArrow.

Das untere Bild von Abbildung 5.3 zeigt einen Vergleich der Temperatur in den Messgeräten mit deren aufgezeichneten bzw. abgeleiteten Werten der magn. Totalintensität. Auch wenn diese Messungen nur sehr eingeschränkt dazu geeignet sind die Änderungen der Messwerte bei Temperaturänderungen nachzuvollziehen, so wird dennoch deutlich, dass MagDroneR3 etwa fünf mal empfindlicher auf Temperaturschwankungen reagiert als MagArrow.

Da anzunehmen ist, dass sich Temperaturschwankungen annähernd gleich auf die beiden Fluxgate-Sensoren von MagDroneR3 auswirken, beeinflussen Temperaturschwankungen die Messung des Gradienten des Magnetfeldes deutlich weniger als die Messung der magnetischen Totalintensität. Da die beiden Sensoren in einem deutlichen Abstand von 1 m voneinander angebracht sind, ist dieses Messgerät im Kartierungseinsatz als Gradiometer gut geeignet.

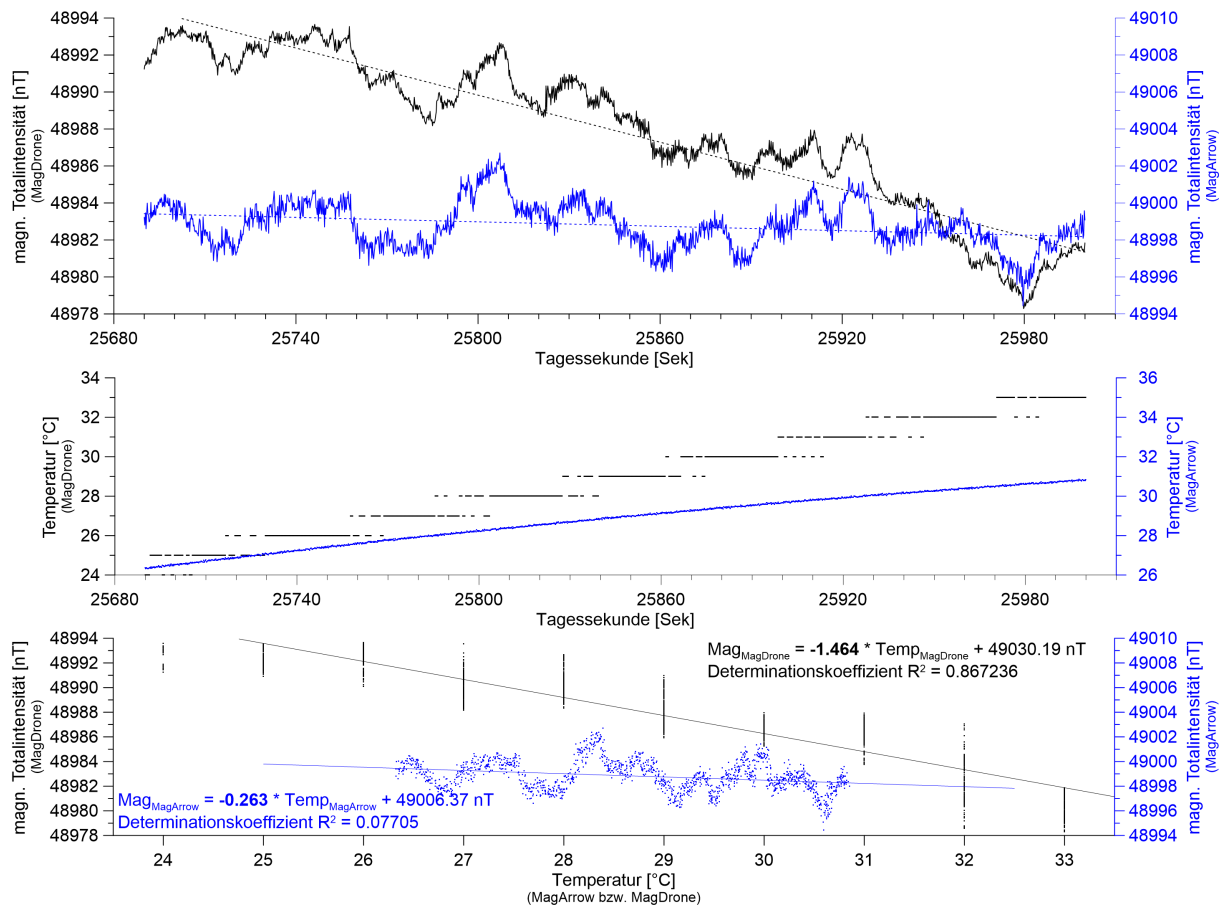


Abbildung 5.3: Ergebnisse von ersten Testmessungen mit dem Messgeräten MagArrow und MagDroneR3. Oberes Bild - Verlauf der magnetischen Totalintensität von MagArrow (blau) und dem Mittelwert der beiden Sensoren von MagDroneR3 (schwarz). Mittleres Bild - Temperaturverlauf der internen Temperatursensoren von MagArrow und MagDroneR3. Unteres Bild - Vergleich der magn. Totalintensität mit der internen Temperatur der jeweiligen Messgeräte.

5.4.2 Weitere Testmessungen mit MagArrow und MagDroneR3

Auch die erneuten Testmessungen mit den Messgeräten MagArrow und MagDroneR3 fanden in dem Waldgebiet am Stadtrand von Wien (Essling, Donaustadt) statt.

Aufbauend auf den Erkenntnissen der ersten Testmessungen mit den Messgeräten MagArrow und MagDroneR3 wurde MagDroneR3 diesmal im Schatten von Büschen plaziert um eine Erwärmung so gering wie möglich zu halten (siehe Abbildung 5.4). MagArrow wurde wieder unter freiem Himmel plaziert. Die Entfernung der Messgeräte zueinander betrug wieder ca. 10 m.

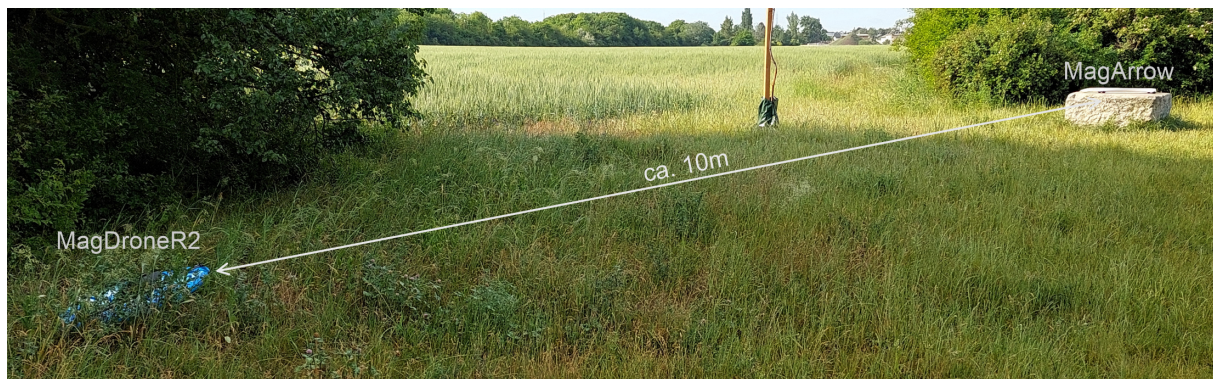


Abbildung 5.4: Plazierung der Messgeräte im Testgebiet am Stadtrand von Wien (Essling, Donaustadt).

Das obere Bild von Abbildung 5.5 zeigt den Verlauf der internen Temperaturaufzeichnungen von MagArrow (blau) und MagDroneR3 (schwarz). Wie zu erwarten war, fiel der Temperaturanstieg im Inneren von MagDroneR3 diesmal mit ca. 3.5°C im dargestellten Messzeitraum deutlich geringer aus als der Anstieg von ca. 7.5°C in MagArrow im selben Zeitraum. Innerhalb des betrachteten Messzeitraums war der Temperaturverlauf in beiden Messsystemen annähernd linear (Determinationskoeffizienten $R^2 = 0.985$ bei MagArrow und $R^2 = 0.872$ bei MagDroneR3). Dennoch ist bei MagDroneR3 ein stärker ausgeprägter linearer Abfall der gemessenen magn. Totalintensität zu beobachten als bei MagArrow.

Das mittlere und das untere Bild in Abbildung 5.5 zeigen die Verläufe der gemessenen magn. Totalintensität von MagArrow dT_{MagArrow} (blau) und MagDroneR3 $dT_{\text{MagDroneR3}}$ (schwarz). Beide Feldverläufe zeigen im Wesentlichen den gleichen Verlauf. Die Differenz von $dT_{\text{MagArrow}} - dT_{\text{MagDroneR3}}$ ist in den beiden unteren Bildern von Abbildung 5.5 orange dargestellt. Entfernt man den linearen Trend (roter Verlauf in Abbildung 5.5) so erhält man einen Feldverlauf über einen Zeitraum von 5 Minuten mit einem Mittelwert von -3.247 nT mit einer Standardabweichung von $\pm 0.156 \text{ nT}$. Mit Hilfe einer effizienten Filterung der gemessenen Totalintensitäten würde die Standardabweichung vermutlich auf unter $\pm 0.1 \text{ nT}$ sinken.

Die Testmessungen wurden absichtlich in den Morgenstunden durchgeführt um einen möglichst starken Anstieg der Umgebungstemperatur zu erhalten und somit das Temperaturverhalten der Messsysteme zu beobachten. Führt man die Messungen bei stabilen Tagestemperaturen durch, ist mit geringeren Schwankungen durch Temperatureinflüsse zu rechnen. Dennoch wäre die Entwicklung einer Korrektur für Temperaturschwankungen nützlich.

Verwendet man das MagDroneR3-Messsystem als Gerät zur Aufzeichnung der zeitlichen Schwankungen des Erdmagnetfeldes, so könnte man mit Hilfe von MagArrow die örtliche Anomalie der magn. Totalintensität mit einer Genauigkeit von etwa $\pm 0.1 \text{ nT}$ bis $\pm 0.2 \text{ nT}$ bestimmen.

Abbildung 5.6 zeigt einen Vergleich der Temperatur in den Messgeräten mit deren aufgezeichneten bzw. abgeleiteten Werten der magn. Totalintensität. Auch wenn diese Messungen nur sehr

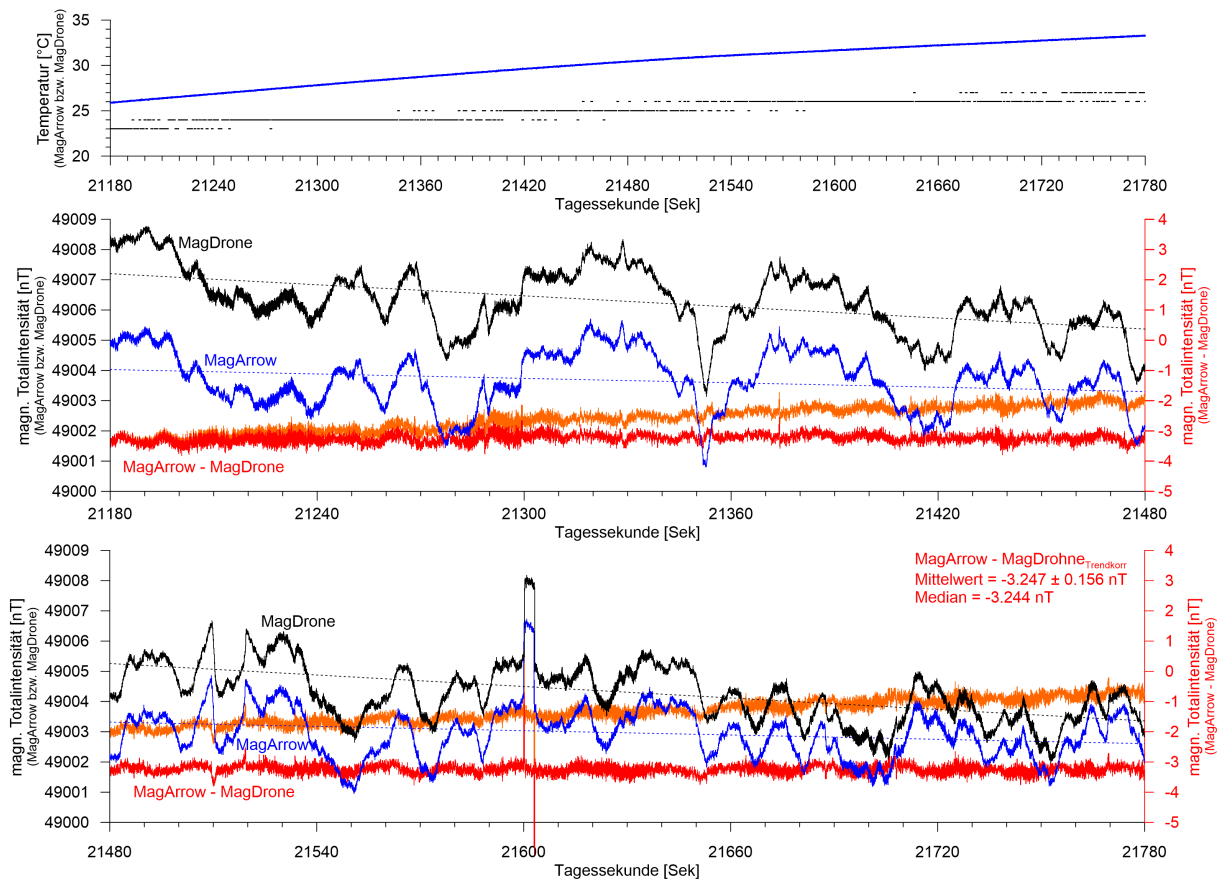


Abbildung 5.5: Ergebnisse von weiteren Testmessungen mit den Messgeräten MagArrow und MagDroneR3. Oberes Bild - Temperaturverlauf der internen Temperatursensoren von MagArrow und MagDroneR3. Mittleres und unteres Bild - Verlauf der magnetischen Totalintensität von MagArrow (blau) und dem Mittelwert der beiden Sensoren von MagDroneR3 (schwarz).

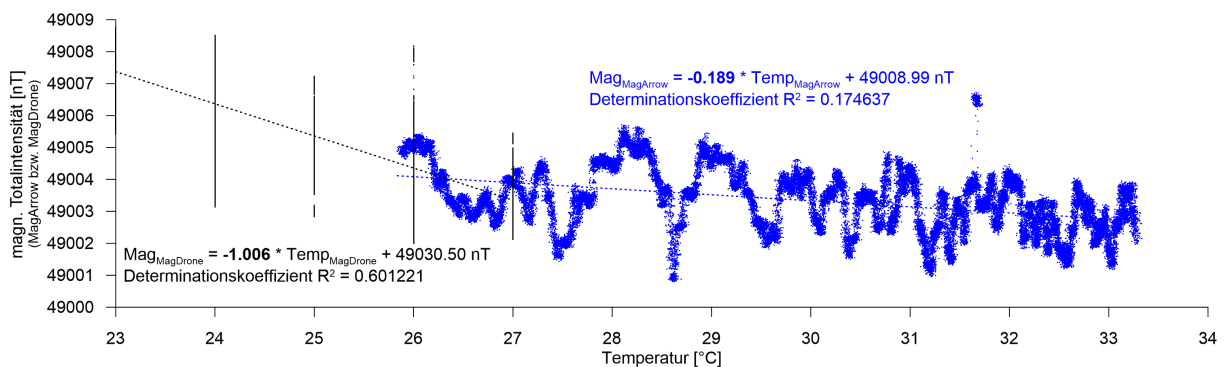


Abbildung 5.6: Vergleich der magn. Totalintensität mit der internen Temperatur der jeweiligen Messgeräte.

eingeschränkt dazu geeignet sind die Änderungen der Messwerte bei Temperaturänderungen nachzuvollziehen, so wird auch hier wieder deutlich, dass MagDroneR3 etwa fünf mal stärker auf Temperaturschwankungen reagiert als MagArrow. Bei Ermittlung der magn. Totalintensität mit MagDroneR3 sollte die Messsystem-Temperatur also möglichst konstant gehalten werden.

5.4.3 Vergleich MagArrow mit BoMag

Aus Komponenten der Bodenstation aus der Aerogeophysik wurde für dieses Projekt ein kompaktes Messsystem zur Aufzeichnung der Variation des Erdmagnetfeldes (Bodenmagnetik oder kurz 'BoMag') zusammengestellt (vgl. Kapitel 5.3).

Im Zuge von weiteren Testmessungen wurde dieses BoMag, zusammen mit dem MagArrow-Messsystem, getestet. Dabei betrug die Distanz zwischen BoMag und MagArrow etwa 50m. Auch diese Messungen fanden am Stadtrand von Wien (Essling, Donaustadt) statt.

Für die Darstellung wurden die Aufzeichnungen des BoMag und des MagArrow einer Tiefpass-Filterung unterzogen. Von der rund eine Stunde dauernden Messung sind in Abbildung 5.7 rund 15 Minuten dargestellt. In dieser Zeit änderte sich die interne Temperatur von MagArrow um nur rund $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (blaue Kurve im unteren Bild von Abbildung 5.7). Geht man von einer Änderung des Messwerts der magn. Totalintensität dT_{MagArrow} von rund $0.2\text{ nT}/^{\circ}\text{C}$ aus (siehe vorhergehende Tests), so betragen die Schwankungen von dT_{MagArrow} durch Temperaturänderung rund $0,1\text{ nT}$.

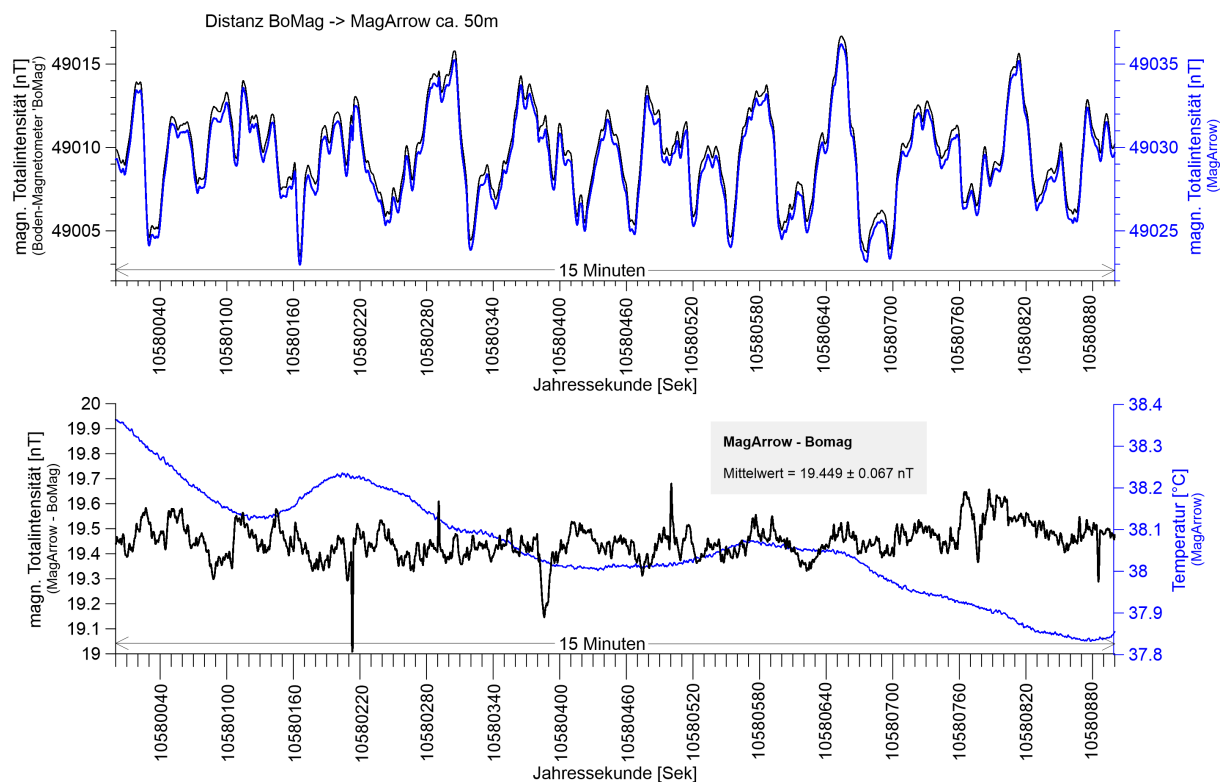


Abbildung 5.7: Aufzeichnung der magn. Totalintensität (oberes Bild) sowie der internen Temperatur von MagArrow (blaue Kurve im unteren Bild). Das untere Bild zeigt außerdem die Differenz der beiden Magnetometer-Systeme an (schwarze Kurve).

Wie im oberen Bild von Abbildung 5.7 gut zu erkennen ist, sind die Verläufe von MagArrow und BoMag nahezu ident. Korrigiert man die Aufzeichnungen von MagArrow mit den Variationsaufzeichnungen der Bodenmagnetik (siehe schwarze Kurve im unteren Bild in Abbildung 5.7), so

erhält man eine Anomalie des Erdmagnetfeldes von 19.449 ± 0.067 nT. Diese Ergebnisse deuten darauf hin, dass bei stabilen Temperaturverhältnissen mit Hilfe von MagArrow die räumliche Anomalie des Erdmagnetfeldes mit einer Genauigkeit von etwa ± 0.1 nT ermittelt werden kann.

5.4.4 Zusammenfassung der Testmessungen am Stadtrand von Wien

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass MagDroneR3, MagArrow und BoMag vergleichbare Messergebnisse liefern. Allerdings hat sich gezeigt, dass das MagDroneR3-Messsystem bei der Bestimmung der magnetischen Totalintensität eine vergleichsweise starke Temperaturabhängigkeit aufweist.

Führt man die räumliche Kartierung mit dem MagArrow-Messsystem durch und nutzt entweder das BoMag oder das MagDroneR3-Messsystem zur Aufzeichnung der zeitlichen Variationen des Erdmagnetfeldes, so sind Messungen der räumlichen Anomalie des Erdmagnetfeldes mit einer Genauigkeit von rund 0.1 nT möglich. Setzt man zur Aufzeichnung der zeitlichen Variationen des Erdmagnetfeldes das MagDroneR3-Messsystem ein, sollte dieses an einem Ort ohne direkte Sonneneinstrahlung platziert werden. Gegenüber dem BoMag-System ist das MagDroneR3 vergleichsweise leicht, kompakt und einfach in der Bedienung. Auch die Stromversorgung des MagDroneR3 ist wesentlich einfacher als beim BoMag-System.

5.5 Testmessungen im Gebiet Gleinalm/Steiermark

Im Juli 2023 wurde eine erste gemeinsame Begehung des Messgebiets nahe der Gleinalm durch das Projektteam durchgeführt. Wir nutzen diese zweitägige Dienstreise auch dazu, weitere Tests mit den Messgeräten durchzuführen.

Am Tag unserer Ankunft führten wir trotz schlechtem Wetter (Regen) die Begehung des Messgebiets in der Gegend rund um den Ochsenkogel durch.

Am Morgen des zweiten Tages hatte der Regen aufgehört und wir hatten Gelegenheit die Test mit unseren Messgeräten durchzuführen. Für das Bodenmagnetik-System BoMag, welches aus Komponenten der Aerogeophysik zusammengestellt wurde, stehen grundsätzlich zwei CS-3-Sensoren zur Verfügung. Da diese Sensoren einer Alterung unterworfen sind, wollten wir beide Sensoren unter magnetisch ruhigen Bedingungen testen. Diese Tests wurden in der Nähe der Gleinalm Hütte durchgeführt. Dafür führten wir Daueraufzeichnungen über einige Stunden durch (siehe Abbildung 5.8).

Wie unsere Tests gezeigt haben weisen die Messungen mit Sensor 1 häufige und starke Störungen auf (rechter Teil von Abbildung 5.8). Hingegen zeigt Sensor 2 einen deutlich ruhigeren Verlauf des Magnetfeldes. Daher soll in Zukunft Sensor 2 verwendet werden.

Da wir auch das MagArrow Messsystem mitgenommen hatten, beschlossen wir die Gelegenheit zu nutzen um das Zusammenspiel von MagArrow und dem BoMag zu testen. Außerdem sollte mit diesen Messungen sichergestellt werden, dass die gesuchten Serpentinikörper mit Hilfe der Magnetik auch erwartungsgemäß gut zu erfassen sind.

Für diese Kartierungen wurde das MagArrow, einfach auf der Schulter getragen (siehe Abbildung 5.10). Diese Art der Messung ist nicht so abwegig, da wir im Zuge der Begehung festgestellt hatten, dass einige interessante Gebiete nicht mit einer Drohne befliegen werden können. Diese Gebiete könnten auf diese Art auch zu Fuß mit dem MagArrow-Messsystem vermessen werden. Für umfangreichere Messungen am Boden wurde inzwischen ein Tragesystem konstruiert (siehe Abbildung 5.9).

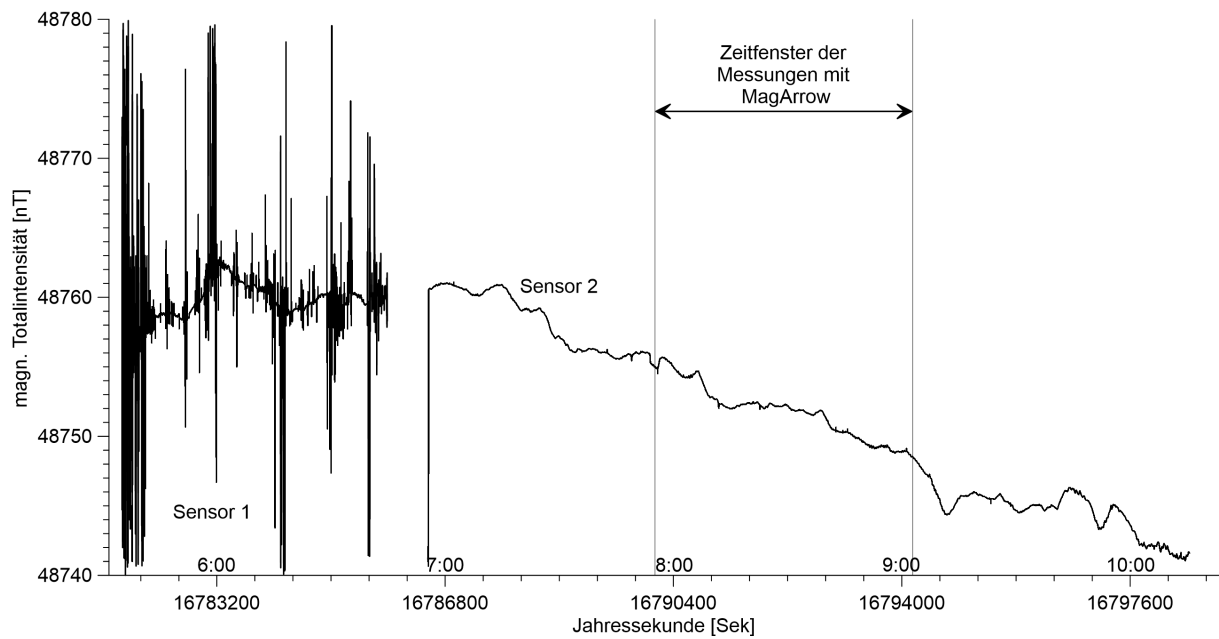


Abbildung 5.8: Daueraufzeichnungen der magn. Totalintensität mit den beiden Cs-3-Sensoren aus der Aerogeophysik.



Abbildung 5.9: MagArrow auf Tragegestell

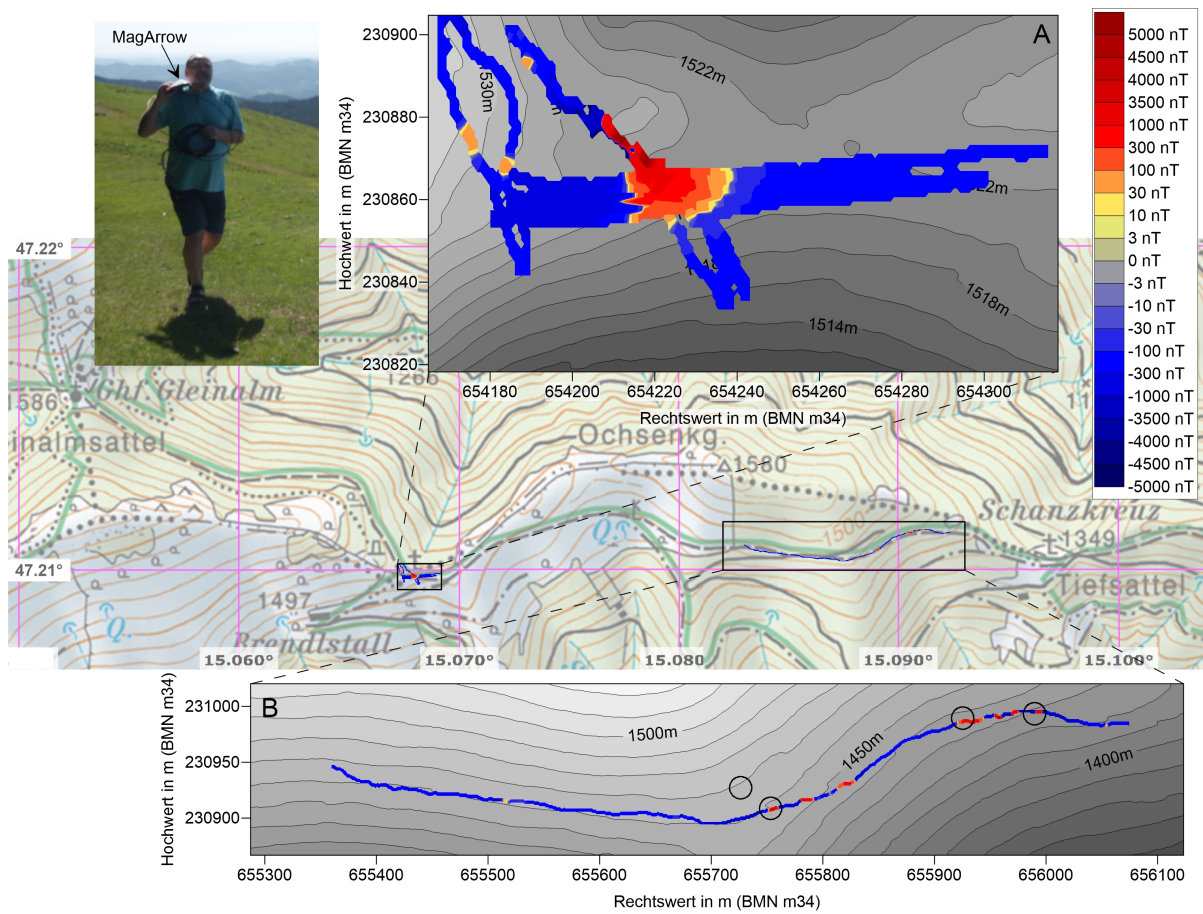


Abbildung 5.10: Testmessungen mit MagArrow. Die Kreise in Bild B markierten die Positionen von kartierten Serpentinaufschlüssen.

Abbildung 5.10 zeigt die Lage der Test-Messgebiete A und B auf einem Kartenausschnitt. Die Ausschnittsvergrößerungen zeigen die Anomalien der magn. Totalintensität und die Topographie der Test-Messgebiete. Die Kreise in Bild B markierten die Positionen von kartierten Serpentinaufschlüssen. Alle kartierten Serpentine weisen erwartungsgemäß deutlich erhöhte Werte der magn. Totalintensität auf. Die anderen Bereiche mit erhöhten Werten der magn. Totalintensität sollen bei nächster Gelegenheit in Augenschein genommen werden.

5.6 Testmessungen von MagArrow an der Drohne

Im ersten Projektjahr waren auch Tests des Messsystems an der Drohne vorgesehen. Leider waren diese Tests erst ab Mitte Oktober 2023 möglich.

Bei diesen Testmessungen sollte der Einfluss des Heading-Error sowie die Zeitverzögerung zwischen GPS- und Magnetfeld-Aufzeichnungen bestimmt werden.

Außerdem wurde die Befestigung der MagArrow-Sonde an der Air8-Drohne getestet. Dafür wurden die Trageile des MagArrow an den Landekufen der Air8-Drohne befestigt. Eine Befestigungsart, die sich inzwischen durchaus bewährt hat.

Beim **Heading-Error** wird der Einfluss der Sonde selbst und der Drohne auf die Messung der magnetischen Totalintensität ermittelt. Sowohl das MagArrow Messsystem als auch die Drohne erzeugen jeweils ein eigenes Magnetfeld. Je nach Flugrichtung (Heading) befinden sich die Magnetometer des MagArrow in unterschiedlichen Bereichen dieser Magnetfelder. Eine Bestimmung dieser Störeinflüsse ist daher für die Auswertung und Interpretation der gemessenen magnetischen Totalintensität wichtig.

Für die Ermittlung des Heading-Error wird ein sogenannter Sternflug (siehe Abbildung 5.11) durchgeführt. Dabei wird ein beliebiger Punkt aus verschiedenen Richtungen überflogen. Da es bei manueller Steuerung unmöglich ist, mehrmals den selben Punkt in der gleichen Höhe zu überfliegen, sollte dieser Flug mittels automatischer Steuerung mit Hilfe der satellitengestützten Positionsbestimmung durchgeführt werden.

Die Erfahrung mit der Aerogeophysik hat gezeigt, dass es bei der Aufzeichnung der gemessenen Werte des Erdmagnetfeldes und der Informationen aus dem GNSS-System zu Problemen mit der Synchronisation kommen kann. D.h., dass die gemessenen Werte des Erdmagnetfeldes nicht immer den richtigen Informationen aus dem GNSS-System (Zeit, Lage) zugeordnet werden. Es kommt dadurch zu **zeitlichen Verschiebungen** zwischen Lage bzw. Zeit und den Magnetfeld-Werten. Dadurch werden einerseits die Anomalien des Erdmagnetfeldes verzerrt (siehe Abbildung 5.13) und andererseits die Korrektur der zeitlichen Variationen des Erdmagnetfeldes nicht korrekt durchgeführt.

Um diese zeitliche Verschiebung zu bestimmen und in der Folge zu korrigieren, kann eine bekannte magnetische Anomalie (z.B. ein PKW) aus entgegengesetzter Richtung mit möglichst hoher Geschwindigkeit überflogen werden. Je höher die Fluggeschwindigkeit ist, desto deutlicher ist die Auswirkung der Zeitverzögerung erkennbar. Für eine optimale Bestimmung der Zeitverzögerung sollte immer das gleiche Profil in immer der gleichen Flughöhe aus entgegengesetzten Richtungen befliegen werden. Auch diese Vorgaben können nur durch eine automatische Steuerung der Drohne mittels GNSS-Positionsbestimmung eingehalten werden.

Da für geophysikalische Befliegungen generell eine automatische Steuerung der Drohne mittels satellitengestützter Positionsbestimmung notwendig ist, wurde ein Computerprogramm entwickelt, welches die Planung solcher automatischer Befliegungen erleichtern soll. Dieses Programm berücksichtigt sowohl ein digitales Geländemodell als auch die Steig- bzw. die Sinkfähigkeiten der Drohne. Auch eine Reduktion der Fluggeschwindigkeit bei Änderungen der Flugrichtung kann

automatisch eingeplant werden. Das Programm schreibt die für den geplanten Flug notwendigen Anweisungen in ein ASCII-Datenfile (*.waypoint) welches in das Programm zur Steuerung der Drohne eingelesen werden kann. Die Befliegungen im Gütenbachtal sollten auch dazu dienen diese Befliegungsplanungen zu testen.

5.6.1 Testmessungen auf der Eichwiese im Gütenbachtal im Oktober 2023

Das Testgebiet befindet sich auf einer freien Fläche in einem Waldgebiet am südlichen Stadtrand von Wien in der Nähe des Lainzer Tiergartens (siehe Abbildung 5.11). Entsprechende Fluggenehmigungen wurden im Vorfeld eingeholt.

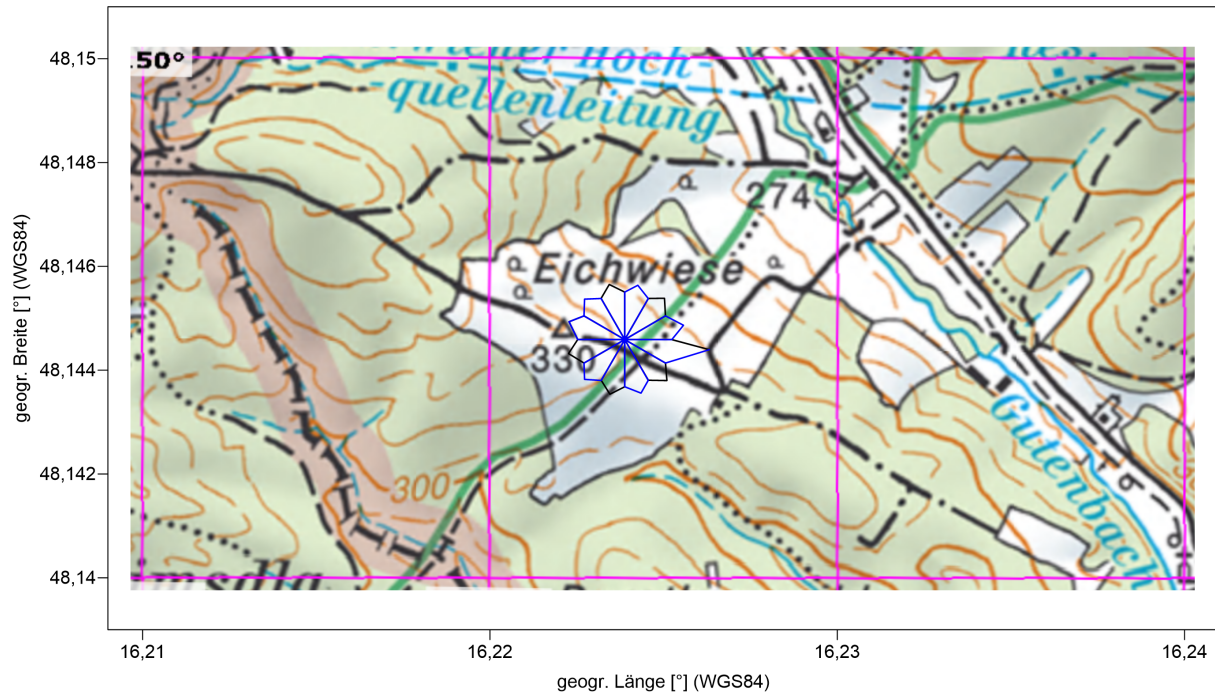


Abbildung 5.11: Lage des Testgebiets Eichwiese. Eingezeichnet ist der geplante Sternflug zur Bestimmung des Heading-Error.

Leider traten bei den Testflügen im Oktober 2023 technische Probleme mit den Drohnen auf, die nicht unmittelbar behoben werden konnten. Daher konnten die geplanten automatischen Befliegungen zu diesem Zeitpunkt nicht durchgeführt werden. Es waren nur Flüge mit manueller Steuerung möglich. Unter diesen Bedingungen war der Sternflug nicht durchführbar.

Auf Grund der technischen Probleme mit der Drohne wurden die Flüge zur Bestimmung der Zeitverzögerung mit manueller Steuerung durchgeführt. Diese Art der Befliegung ist zwar nicht ideal, erlaubt dennoch eine gute Abschätzung der Zeit-Verschiebung. Als magnetische Anomalie wurde der Dienst-PKW herangezogen (siehe Abbildung 5.12).

Es wurden 7 Überflüge über den Dienst-PKW durchgeführt. Davon 4 Überflüge von NNO nach SSW und 3 Überflüge von SSW nach NNO. Von diesen Überflügen sind in Abbildung 5.12 für jede Flugrichtung eine Anomalie der magn. Totalintensität des PKW dargestellt. Die Flughöhen über Grund schwankten beim PKW zwischen 14 m und 24 m, mit einem Mittelwert von rund 20 m. Die Geschwindigkeit der Drohne über dem Dienst-PKW betrug im Mittel knapp unter 8 m/s.

Die zeitliche Variation des Erdmagnetfeldes wurde mit Hilfe des MagDroneR3-Messsystems aufgezeichnet. Die zeitlichen Schwankungen während des Messflugs waren jedoch gegenüber der Anomalie des Dienst-PKW vernachlässigbar (unteres Bild in Abbildung 5.12).

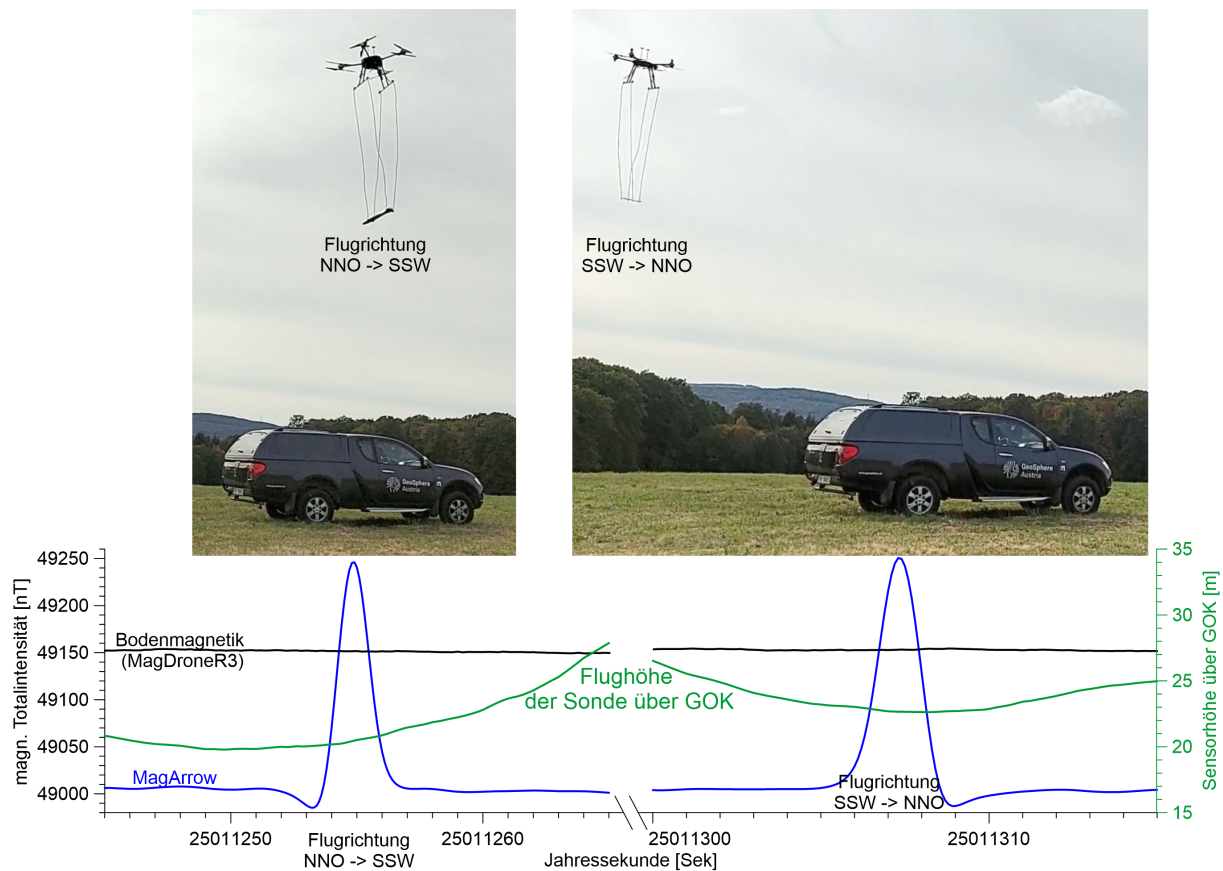


Abbildung 5.12: Überflug des MagArrow-Messsystems an der Air8-Drohne über den Dienst-PKW der Geosphere Austria. Das untere Bild zeigt die von MagArrow aufgezeichnete magn. Totalintensität (blau), die mit MagDroneR3 registrierte zeitliche Variation der magn. Totalintensität (schwarz) sowie die Höhe des MagArrow-Messsystems über GOK (grün).

Für die Bestimmung der Zeit-Verschiebung zwischen Lage bzw. Zeit und den Magnetfeld-Werten wurde die Zeitverzögerung so lange variiert, bis eine möglichst kompakte Anomalie des Dienst-PKW zu erkennen war (siehe Abbildung 5.13). Das war bei einer Zeit-Verschiebung von 0.25 Sekunden der Fall. Eine Verschiebung von 0.25 Sekunden bedeutet, dass jeder aufgezeichneten GPS-Position ein 0.25 Sekunden davor aufgezeichneter Magnetik-Wert zugewiesen wird. Bei einer Fluggeschwindigkeit von ca. 8 m/s ergibt sich zwischen Hin- und Rückflug über den Dienst-PKW ein räumlicher Versatz von etwa 4 m (vgl. linkes Bild in Abbildung 5.13).

5.6.2 Testmessungen auf der Eichwiese im Gütenbachtal im November 2023

Überraschend wurde der Sternflug zur Bestimmung des Heading-Errors, welcher im Oktober 2023 durchgeführt werden sollte (siehe Abbildung 5.11), im November 2023 nachgeholt. Allerdings wurde die ursprüngliche Flugplanung vom Drohnenteam ohne Rückfrage abgeändert.

Einerseits wurde bei den Flugabschnitten zur Änderung der Überflugsrichtung die Fluggeschwindigkeit angehoben. Die ursprünglich geplante Fluggeschwindigkeit von 1m/s (siehe Abbildung 5.14) sollte dem GPS-Empfänger des MagArrow Zeit geben sich auf die geänderte

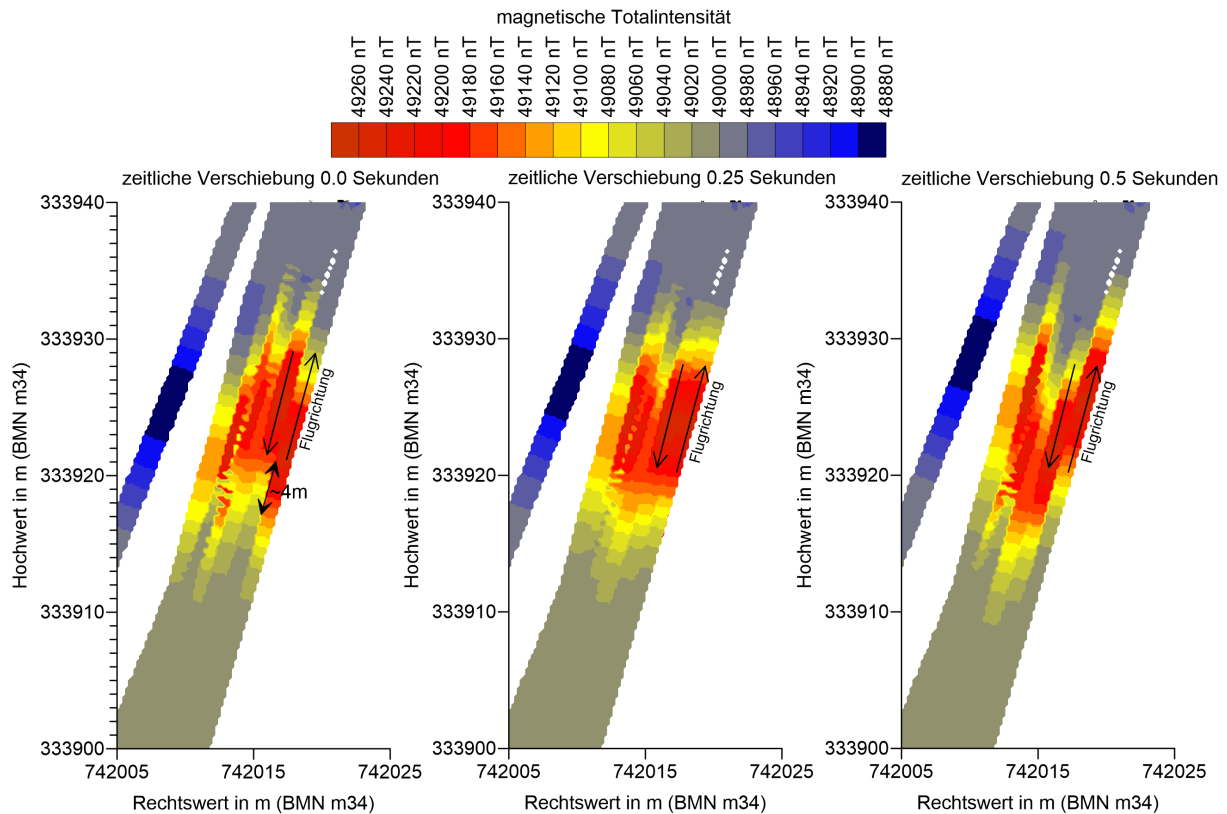


Abbildung 5.13: Anomalie der magn. Totalintensität des Dienst-PKW bei zeitlichen Verschiebungen von 0 Sekunden (ohne Korrektur), 0,25 Sekunden und 0,5 Sekunden.

Relativposition der Satelliten durch den Richtungswechsel einzustellen. Dadurch sollte die Genauigkeit der Positionsbestimmung erhöht werden. Inwieweit die Genauigkeit der Positionsbestimmung durch die Erhöhung von 1m/s auf 4m/s beeinträchtigt wurde, kann zur Zeit nicht quantifiziert werden. Es ist jedoch zu beobachten, dass der geplante und der gemessene Flugweg laut GPS-Aufzeichnung von MagArrow teilweise deutlich voneinander abweichen. Die Gründe dafür konnten bisher jedoch nicht untersucht werden da uns die Wegaufzeichnungen der Drohne noch nicht vorliegen.

Zum Anderen war die Flughöhe ursprünglich mit Hilfe des genauen Geländemodells des BEV (1 m Lateralauflösung) geplant worden. Beim durchgeführten Flug wurden diese geplanten Absoluthöhen auf Relativhöhen abgeändert. Ob bzw. inwieweit die Vorgabe, dass der Überflug des Sternpunktes immer in der gleichen Höhe erfolgen sollte, damit beeinträchtigt wurde, kann zum jetzigen Zeitpunkt nicht abgeschätzt werden.

Wie Abbildung 5.14 zu entnehmen ist, trafen sich die Strecken der einzelnen Flugrichtungen nicht in einem Punkt, sondern begegneten sich in einem Gebiet mit einer Größe von ca. 9x9m (nennen wir es Sterngebiet). Die Flughöhen schwankten in diesem Gebiet zwischen 340m und 354m. Diese Bedingungen sind der Bestimmung des Heading-Error sicher nicht förderlich. Da die gemessenen Werte der magn. Totalintensität vom Magnetfeld der Drohne und dem Erdmagnetfeld beeinflusst werden, kann der Effekt der unterschiedlichen Flughöhen nicht durch Feldfortsetzung auf eine einheitliche Flughöhe ausgeglichen werden. Unter der Voraussetzung, dass sich im Sterngebiet keine signifikanten Anomalien befinden, sollte zumindest eine gute Abschätzung des Heading-Errors möglich sein.

Als Bodenstation zur Aufzeichnung der zeitlichen Variationen des Erdmagnetfeldes wurde das MagDroneR3-System verwendet (siehe Abbildung 5.15, grauer Kurvenverlauf). Zur Bestimmung

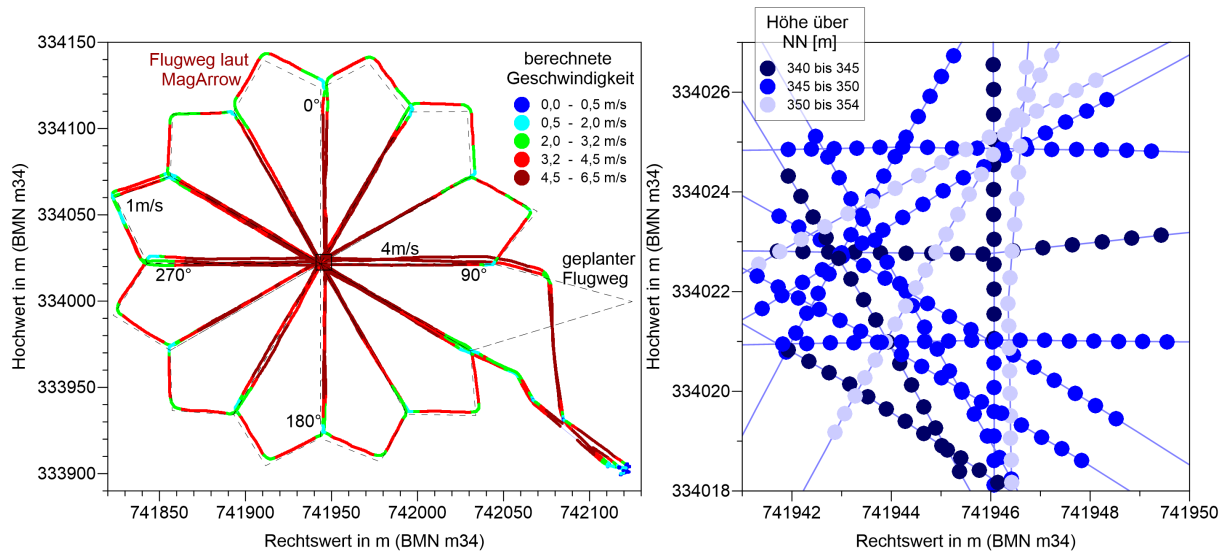


Abbildung 5.14: Geplanter Sternflug (strichlierte Linie) sowie der von MagArrow aufgezeichneter Flugweg. Die berechnete Geschwindigkeit ist gemäß der Legende farblich gekennzeichnet. Das rechte Bild zeigt das Sterngebiet. Von den verwendeten Messpunkten ist die Flughöhe in 3 Wertebereichen farblich dargestellt.

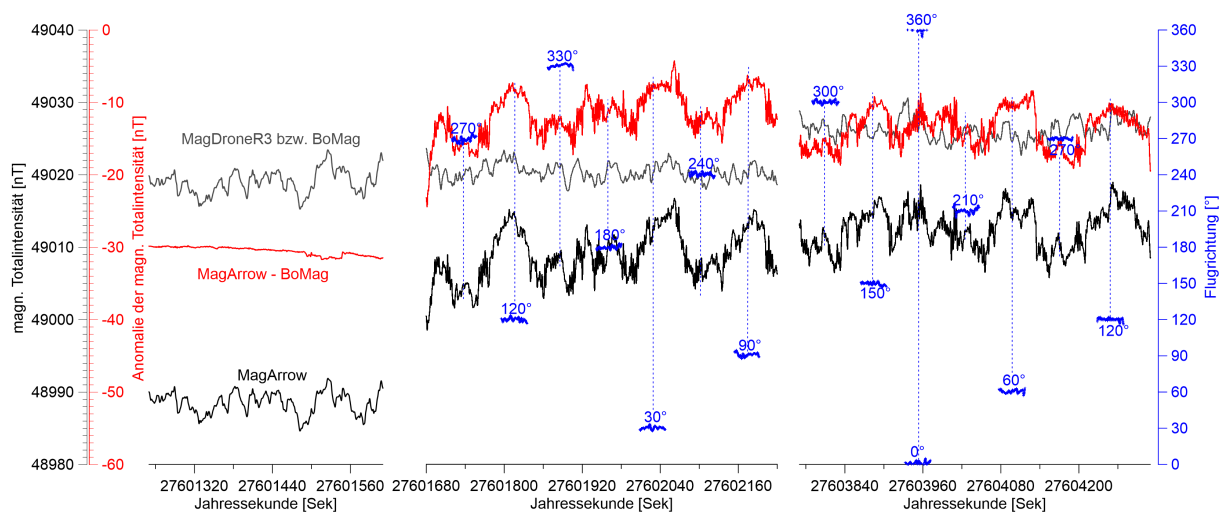


Abbildung 5.15: Zeitlicher Verlauf der gemessenen magn. Totalintensitäten dT_{MagArrow} (schwarz) und dT_{BoMag} (grau) sowie der taggankorrierten Anomalie der magn. Totalintensität (rot). Eingezeichnet sind außerdem die Flugrichtungen im Sterngebiet (blau).

des Heading-Error wurde die Anomalie der magn. Totalintensität ($dT_{MagArrow} - dT_{BoMag}$, siehe roten Kurvenverlauf in Abbildung 5.15) verwendet.

Da die Aufzeichnungen des MagArrow-System einige Zeit vor dem Drohnenstart gestartet wurden (linker Bereich in Abbildung 5.15), kann sehr schön beobachtet werden, wie stark die Inbetriebnahme der Drohne (mittlerer und rechter Bereich in Abbildung 5.15) die Messungen des MagArrow beeinflussen. Während das Rauschen von MagArrow und MagDroneR3 vor Aktivierung der Drohne noch so gut wie gleich sind, nimmt das Rauschen von MagArrow nach Aktivierung der Drohne deutlich zu.

Für die Ermittlung des Heading-Errors wurden die Werte der Anomalie der magn. Totalintensität im Sterngebiet herausgesucht und für jede Flugrichtung jeweils der arithmetische Mittelwert bestimmt. Die Abbildung zeigt die Mittelwerte der Anomalie der magn. Totalintensität in Abhängigkeit der Flugrichtung.

Der Verlauf der Mittelwerte der Anomalie der magn. Totalintensität in Abhängigkeit der Flugrichtung wurde in der Folge durch eine Gleichung der Form

$$\begin{aligned} \text{Heading-Error} = & A_0 \\ & + A_1 * \sin(1 * (\text{Flugrichtung} + B) * C) \\ & + A_2 * \sin(2 * (\text{Flugrichtung} + B) * C) \end{aligned} \quad (5.1)$$

angenähert.

Um die maximal mögliche Flugzeit der Drohne nicht zu überschreiten, wurde der Sternflug in zwei Flügen geplant und durchgeführt. Dabei wurden die Richtungen 120° und 270° doppelt befliegen. Für diese beiden Flugrichtungen wurden jeweils zwei unterschiedliche Mittelwerte (graue Punkte in Abbildung 5.16) beobachtet. Obwohl die Ursache dieser Abweichungen nicht geklärt werden konnte, wurden die Feldwerte des 2.Fluges um 1.82 nT angehoben. Durch diese Anpassung stieg der Determinationskoeffizient R^2 für die Anpassung an Gleichung 5.1 von 0.8159 auf 0.9289 (siehe Abbildung 5.16).

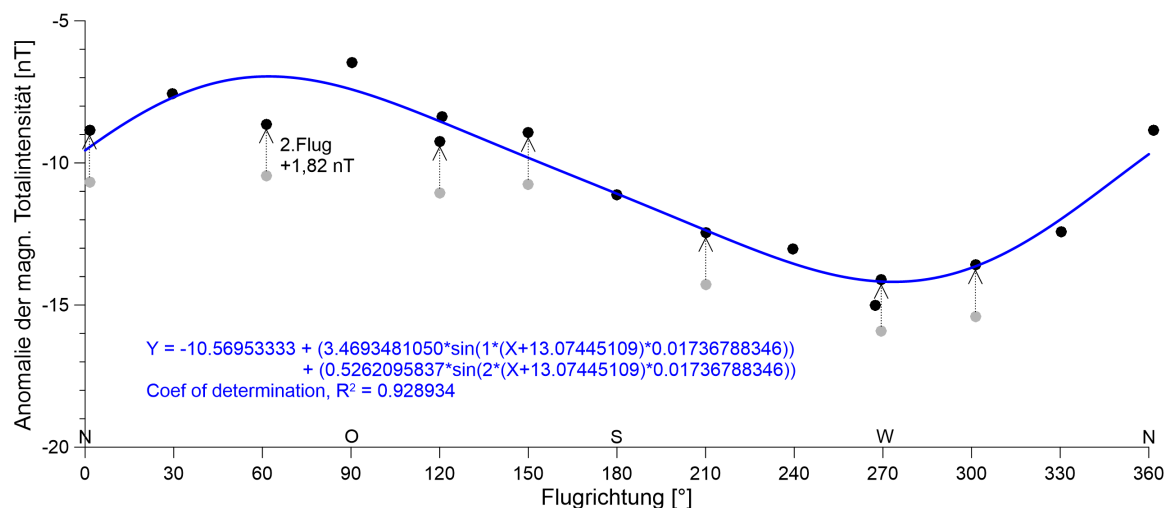


Abbildung 5.16: Gemessener Zusammenhang zwischen der Flugrichtung und der Anomalie der magn. Totalintensität. Die blaue Kurve zeigt die Annäherung der ermittelten Messdaten mit Gleichung (2). Der Determinationskoeffizient $R^2 = 0.9289$.

$$\begin{aligned} \text{Heading-Error} &= -10.56953333 \\ &+ 3.4693481050 * \sin(1 * (\text{Flugrichtung} + 13.07445109) * 0.01736788346) \quad (5.2) \\ &+ 0.5262095837 * \sin(2 * (\text{Flugrichtung} + 13.07445109) * 0.01736788346) \end{aligned}$$

Abbildung 5.17 zeigt einen Vergleich zwischen den flächenhaften Darstellungen der Anomalie der magn. Totalintensität nach erfolgter Korrektur des magnetischen Taggangs und der systembedingten Zeitverzögerung einerseits (linkes Bild) und nach zusätzlicher Anwendung der Heading-Error-Korrektur nach Gleichung 5.2 andererseits (rechtes Bild). Es ist klar zu erkennen, dass durch die Korrektur des Heading-Error flugrichtungsabhängige Anomalien weitestgehend verschwinden und das Anomalienbild wesentlich ruhiger wird.

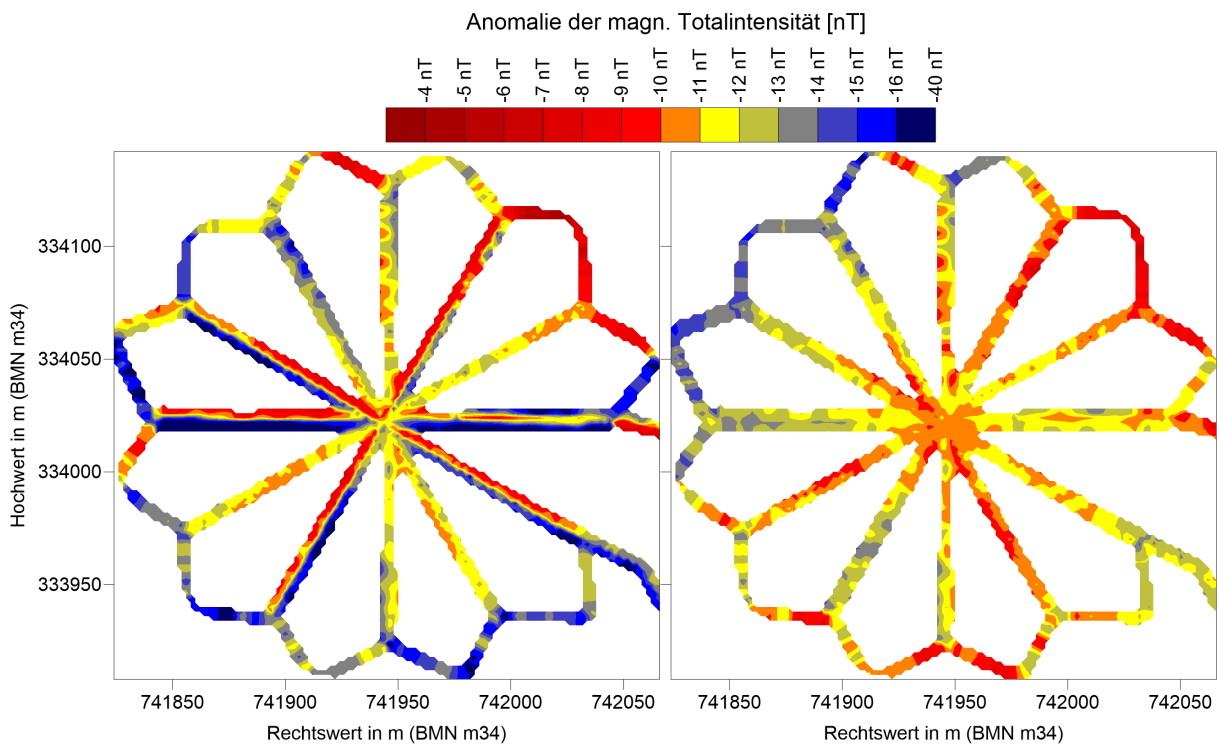


Abbildung 5.17: Anomalien der magn. Totalintensität des Sternfluges. Im linken Bild wurde die Zeitverzögerung und die zeitliche Variation des Erdmagnetfeldes korrigiert. Im rechten Bild wurde zusätzlich der Heading-Error gemäß Gleichung (2) entfernt. Der Farbbalken gilt für beide Bilder.

Literatur

- Angel, F., 1939, Der Kraubather Olivinfels- bis Serpentinkörper als Glied der metamorphen Einheit der Gleinalpe: Schlußvortrag der DMG.-Tagung, Sommergraben bei Kraubath, 30. August 1938: Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie, v. 23.
- Angel, F., 1923, Petrographisch-geologische Studien im Gebiete der Gleinalpe (Steiermark), *in* Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, v. 73, p. 63–98, https://www.zobodat.at/pdf/JbGeolReichsanst_73_0063-0098.pdf.
- Angel, F., und Heritsch, F., 1921, Ergebnisse von geologischen und petrographischen Studien im mittelsteirischen Kristallin, *in* Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien, Geologische Bundesanstalt (GBA), p. 49–57, https://www.zobodat.at/pdf/VerhGeolBundesanstalt_1921_0049-0057.pdf.
- Anthony, J.W., Bideaux, R.A., Bladh, K.W., und Nichols, M.C. (Hrsg.) Handbook of Mineralogy, <https://handbookofmineralogy.org/>.
- Becker, L.P., 1979, Blatt 162 Köflach, *in* Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/GK0162_000_A.pdf.
- Becker, L.P., 1980, Erläuterungen zu Blatt 162 Köflach, *in* Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000: Erläuterung, Wien, Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, 162. jousrer, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/162_Koeflach.pdf.
- Becker, L.P., 1981, Zur Gliederung des Obersteirischen Altkristallins (Muriden): Mit Bemerkungen zu den Erzvorkommen in den einzelnen Kristallinkomplexen, *in* Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien, Geologische Bundesanstalt (GBA), 2, p. 3–17, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/VH1981_003_A.pdf.
- Becker, L.P., und Schumacher, R., 1972, Metamorphose und Tektonik in dem Gebiet zwischen Stub- und Gleinalpe, Stmk: Mitt. Geol. Ges. in Wien, v. 65, p. 1–32, https://www.zobodat.at/pdf/MittGeolGes_65_0001-0031.pdf.
- Blake, M.C., Howell, D.G., und Jones, D.L., 1982, Preliminary tectonostratigraphic terrane map of California: US Geological Survey Open-File Report resreport 82-593, doi:10.3133/ofr82593.
- Carmichael, R.S. (Hrsg.), 1989, Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals: Boca Raton, Florida, CRC Press, 741 p., doi:10.1201/9780203710968.
- Clar, E., 1929, Über die Geologie des Serpentinstockes von Kraubath und seiner Umgebung: Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, v. 64, p. 178–214, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/MittNatVerSt_064_065_0178_0214.pdf.
- Dilek, Y., 2003, Ophiolite concept and its evolution, *in* Dilek, Y. und Newcomb, S. Hrsg., Ophiolite concept and the evolution of geological thought, Geological Society of America, Special Paper, v. 373, p. 1–16, doi:10.1130/0-8137-2373-6.1.
- Dilek, Y., und Furnes, H., 2011, Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere: GSA Bulletin, v. 123, p. 387–411, doi:10.1130/B30446.1.
- Ebner, F., Becker, L.P., und Schuster, R., 2017, Blatt 163 Voitsberg, *in* Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Wien, Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/GK0163_000_A.pdf.
- Faryad, S.W., Melcher, F., Hoinkes, G., Puhl, J., Meisel, T., und Frank, W., 2002, Relics of eclogite facies metamorphism in the Austroalpine basement, Hochgrössen (Speik complex),

- Austria: Mineralogy and Petrology, v. 74, p. 49–73, doi:[10.1007/s710-002-8215-9](https://doi.org/10.1007/s710-002-8215-9).
- Flügel, H.W., Hötzl, H., und Neubauer, F.R., 1990, Blatt 134 Passail, in Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Wien, Geologische Bundesanstalt (GBA), https://opac.geologie.ac.at/wwwopacx/wwwopac.ashx?command=getcontent&server=images&value=GK0134_000_A.pdf.
- Flügel, H.W., und Neubauer, F.R., 1984a, Geologische Karte der Steiermark 1:200.000, in Geologische Karten der österreichischen Bundesländer, Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/Mitt_Geol_Pal_Joanneum_45_full.pdf.
- Flügel, H.W., und Neubauer, F., 1984b, Steiermark: Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark, 1:200.000, in Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefassten Einzeldarstellungen, Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/Fluegel_Neubauer_1984_Steiermark.pdf.
- Frisch, W., Meschede, M., und Blakey, R.C., 2011, Plate Tectonics: Springer Berlin Heidelberg, doi:[10.1007/978-3-540-76504-2](https://doi.org/10.1007/978-3-540-76504-2).
- Frisch, W., Neubauer, F., und Satir, M., 1984, Concepts of the Evolution of the Austroalpine Basement Complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan Cycle: Geologische Rundschau, v. 73, p. 47–68, doi:[10.1007/BF01820360](https://doi.org/10.1007/BF01820360).
- Haditsch, J.G., 1981, Geological and geochemical investigation of the Kraubath ultramafic massif (Styria, Austria): Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, p. 243–255, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/GPM_10_243-255.pdf.
- Haditsch, J.G., Petersen-Krauss, D., und Yamac, Y., 1981, Beiträge für eine geologisch-lagerstättenkundliche Beurteilung hinsichtlich einer hydrometallurgischen Verwertung der Kraubather Ultramafititmasse: Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, p. 23–78, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/Mitt_Geol_Pal_Joanneum_42_03_Haditsch_PetersenKrauss_Yamac.pdf.
- Handy, M.R., Schmid, S.M., Bousquet, R., Kissling, E., und Bernoulli, D., 2010, Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps: Earth-Science Reviews, v. 102, p. 121–158, doi:[10.1016/j.earscirev.2010.06.002](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.002).
- Hauser, L., 1937, Petrographische Begehungen in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens: 3. Serpentine und Begleiter, in Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien, Geologische Bundesanstalt (GBA), p. 219–226, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/VH1937_219_A.pdf.
- Hauser, A., und Urregg, H., 1948, Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks: Die Serpentine Steiermarks, in Gesteinstechnische Untersuchungen der Lehrkanzel für Technische Geologie und der Lehrkanzel für Festigkeitslehre und Werkstoffprüfung der Technischen Hochschule in Graz, Lehrkanzel für Techn. Geologie und Lehrkanzel für Festigkeitslehre und Werkstoffprüfung der Technischen Hochschule in Graz, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/Hauser_1949_Serpentine_Steiermark.pdf.
- Haynes, W.M., Lide, D.R., und Bruno, T.J. (Hrsg.), 2017, CRC Handbook of Chemistry and Physics: A ready-reference book of chemical and physical data: Boca Raton, CRC Press, 12643 p.
- Heritsch, F., und Czermak, F., 1923, Geologie des Stubalpengebirges in Steiermark: Verlag Ulrich Moser, Graz, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/Heritsch_1923_Stubalpengebirge.pdf.
- Jones, D.L., Howell, D.G., Coney, P.J., und Monger, H.W.H., 1983, Recognition, Character and Analysis of Tectonostratigraphic Terranes In Western North America: Journal of Geological Education, v. 31, p. 295–303, doi:[10.5408/0022-1368-31.4.295](https://doi.org/10.5408/0022-1368-31.4.295).
- Kreuss, O. (Hrsg.), 2016, GF 133 Leoben: Stand 2015, Ausgabe 2016/03, in Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000, Wien, Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/133_M34_Sta

- [nd_2015_Ausg_2016_03.pdf](#).
- Kuchling, H., 1994, Taschenbuch der Physik: Leipzig-Köln, Fachbuchverlag, 708 p.
- Mandl, M., Kurz, W., Hauzenberger, C., Fritz, H., Klötzli, U., und Schuster, R., 2018, Pre-Alpine evolution of the Seckau Complex (Austroalpine basement/Eastern Alps): Constraints from in-situ LA-ICP-MS U Pb zircon geochronology: *Lithos*, v. 296-299, p. 412–430, doi:[10.1016/j.lithos.2017.11.022](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.11.022).
- Mandl, M., Kurz, W., Pfingstl, S., Schuster, R., Hauzenberger, C., und Fritz, H., 2014, Geological Evolution of the Austroalpine Seckau Complex (Eastern Alps), *in* *Berichte des Institutes für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz*, 2, v. 20, p. 4–21, https://www.zobodat.at/pdf/Ber-Inst-Erdwiss-Univ-Graz_20_2_0004-0021.pdf.
- Melcher, F., und Meisel, T., 2004, A Metamorphosed Early Cambrian Crust-Mantle Transition in the Eastern Alps, Austria: *Journal of Petrology*, v. 45, p. 1689–1723, doi:[10.1093/petrology/egh030](https://doi.org/10.1093/petrology/egh030).
- Melcher, F., Meisel, T., Puhl, J., und Koller, F., 2002, Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry: *Lithos*, v. 65, p. 69–112, doi:[10.1016/s0024-4937\(02\)00161-5](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(02)00161-5).
- Moore, E.M., 2003, A personal history of the ophiolite concept, *in* *Ophiolite concept and the evolution of geological thought*, Geological Society of America, doi:[10.1130/0-8137-2373-6.17](https://doi.org/10.1130/0-8137-2373-6.17).
- Moser, M. (Hrsg.), 2016, GF 132 Trofaiach: Stand 2015, Ausgabe 2016/03, *in* *Geofast - Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000*, Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/132_M34.pdf.
- Neubauer, F., 1988, Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel und des Gleinalmkristallins (Ostalpen): Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien, *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, v. 42, p. 1–137, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/AB0042_001_A.pdf.
- Neubauer, F., und Frisch, W., 1993, The Austro-Alpine metamorphic basement east of the Tauern Window, *in* *Raumer, J.F. von und Neubauer, F. Hrsg., Pre-Mesozoic geology in the Alps*, Springer, p. 515–536, doi:[10.1007/978-3-642-84640-3_31](https://doi.org/10.1007/978-3-642-84640-3_31).
- Neubauer, F., Frisch, W., Schmerold, R., und Schläöser, H., 1989, Metamorphosed and dismembered ophiolite suites in the basement units of the Eastern Alps: *Tectonophysics*, v. 164, p. 49–62, doi:[10.1016/0040-1951\(89\)90233-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90233-3).
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2005, North American Stratigraphic Code: *AAPG Bulletin*, v. 89, p. 1547–1591, doi:[10.1306/07050504129](https://doi.org/10.1306/07050504129).
- Pearce, J.A., 2003, Supra-subduction zone ophiolites: The search for modern analogues, *in* *Dilek, Y. und Newcomb, S. Hrsg., Ophiolite concept and the evolution of geological thought*, Geological Society of America, v. 373, p. 269–294, doi:[10.1130/0-8137-2373-6.269](https://doi.org/10.1130/0-8137-2373-6.269).
- Petrascheck, W.E., 1959, Intrusiver und extrusiver Peridotitmagmatismus im alpinotypen Bereich: *Geologische Rundschau*, v. 48, p. 205–217, doi:[10.1007/bf01801826](https://doi.org/10.1007/bf01801826).
- Pfingstl, S., Kurz, W., Schuster, R., und Hauzenberger, C., 2015, Geochronological constraints on the exhumation of the Austroalpine Seckau Nappe (Eastern Alps): *Austrian Journal of Earth Sciences*, v. 108, p. 172–185, doi:[10.17738/ajes.2015.0011](https://doi.org/10.17738/ajes.2015.0011).
- Schantl, J., 1982, Anthophyllit in Ultramafititen des Gleinalmkristallins: *Der Karinthin*, v. 87, p. 383–393.
- Schermer, E.R., Howell, D.G., und Jones, D.L., 1984, The Origin of Allochthonous Terranes: Perspectives on the Growth and Shaping of Continents: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 12, p. 107–131, doi:[10.1146/annurev.earth.12.050184.000543](https://doi.org/10.1146/annurev.earth.12.050184.000543).
- Schläöser, H., 1987, Die Entwicklung des mittelostalpinen Altkristallins im Neuhofgraben, Steiermark: *Petrographie, Geochemie und Metamorphose [mathesis]*: Eberhard-Karls-Universität Tübingen, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/Schloeser_1987_Diplomarbeit_f

- inal.pdf.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E., und Schuster, R., 2004, Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 97, p. 93–117, doi:[10.1007/s00015-004-1113-x](https://doi.org/10.1007/s00015-004-1113-x).
- Schuberth-Hlavač, G., 2021, Geologie des hinteren Neuhofgrabens (Steiermark): Petrologie, Geochemie, Geochronologie ostalpiner Kristallineinheiten [mathesis]: Universität Wien, doi:[10.25365/THESIS.70033](https://doi.org/10.25365/THESIS.70033).
- Schuster, R., 2004, The Austroalpine crystalline units in the Eastern Alps: *Berichte des Institutes für Erdwissenschaften der Karl-Franzens-Universität Graz*, v. 9, p. 30–36, https://www.zobodat.at/pdf/Ber-Inst-Erdwiss-Univ-Graz_9_0030-0036.pdf.
- Schuster, R., und Stüwe, K., 2022, Geological and Tectonic Setting of Austria, in Embleton-Hamann, C. Hrsg., *Landscapes and Landforms of Austria*, Springer International Publishing, *World Geomorphological Landscapes*, p. 3–26, doi:[10.1007/978-3-030-92815-5_1](https://doi.org/10.1007/978-3-030-92815-5_1).
- Shervais, J.W., 2001, Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 2, doi:[10.1029/2000GC000080](https://doi.org/10.1029/2000GC000080).
- Stumpfl, E.F., und El Ageed, A., 1981, Hochgrößen und Kraubath – Teile eines paläozoischen Ophiolit-Komplexes: *Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum*, p. 161–169, https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/Mitt_Geol_Pal_Joanneum_42_13_Stumpfl_Ageed.pdf.
- Teich, T., 1978, Die Genese des Augengneiszuges in der Gleinalpe - Stubalpe, Steiermark: *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark*, Graz, v. 108, p. 55–69, https://www.zobodat.at/pdf/MittNatVerSt_108_0055-0069.pdf.
- Teich, T., 1984, Ein Chlorit vom Ochsenkogel aus der Gleinalpe, Steiermark: *Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark*, v. 114, p. 57–62, https://www.zobodat.at/pdf/MittNatVerSt_114_0057-0062.pdf.
- Teich, T., 1985a, Ein Ultramafitisches Gesteinsfragment aus der Gleinalpe, Steiermark: *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark*, Graz, v. 115, p. 47–51, https://www.zobodat.at/pdf/MittNatVerSt_115_0047-0051.pdf.
- Teich, T., 1985b, Genetische Überlegungen zum Metablastischen Amphibolit der Gleinalpe und Dioritporphyrit der Hochalpe in der Steiermark.: *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark*, Graz, v. 115, p. 37–45, https://www.zobodat.at/pdf/MittNatVerSt_115_0037-0045.pdf.
- Walitzi, E.M., und Ettinger, K., 1986, Verfeinerung der Kristallstruktur eines Tremolites vom Ochsenkogel (Gleinalpe/Steiermark), Österreich: *Neues Jahrbuch für Mineralogie: Monatshefte*, p. 360–366.
- Walitzi, E.M., Walter, F., und Ettinger, K., 1989, Verfeinerung der Kristallstruktur von Anthophyllit vom Ochsenkogel/Gleinalpe, Österreich: *Zeitschrift für Kristallographie - Crystalline Materials*, v. 188, p. 237–244, doi:[10.1524/zkri.1989.188.14.237](https://doi.org/10.1524/zkri.1989.188.14.237).
- Wieseneder, H., 1969, Der Eklogitamphibolit vom Hochgrößen, Steiermark: *Mitteilungen der Abteilung für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum*, v. 1, p. 12–20, https://www.zobodat.at/pdf/MittAbtMineralogie-Joanneum_1_1969_0012-0020.pdf.
- Winter, J.D., 2014, *Principles Of Igneous And Metamorphic Petrology*: Pearson Education Limited.

