

Gerd Rantitsch – Walter Prochaska

Die hydrogeologische Situation des Panayırdağ als Bewertungsgrundlage für die Wasserversorgung der vorlysimachischen Siedlung

Einleitung*

Der Panayırdağ östlich des Ausgrabungsgebiets von Ephesos war ab der spätgeometrischen Epoche (spätes 8. Jh. v. Chr.) besiedelt. Archäologische Befunde belegen hier spätgeometrische bis frühhellenistische Siedlungsgebiete, für die eine Wasserversorgung innerhalb der Befestigung zu fordern ist. Allerdings zeigt sich der Panayırdağ heute als ein Kalkgesteinshügel ohne Anzeichen von Grundwasser oder frei fließenden Quellen. Damit stellt sich die Frage, woher das Wasser in vergangenen Zeiten bezogen wurde. Daten einer geologischen Aufnahme des Panayırdağ sollen zur Beantwortung dieser Frage beitragen. Der Beitrag beschreibt daher die geologische Struktur des Panayırdağ und versucht, daraus das hydrogeologische Modell eines fossilen Aquifers zu rekonstruieren.

Untersuchungsgebiet

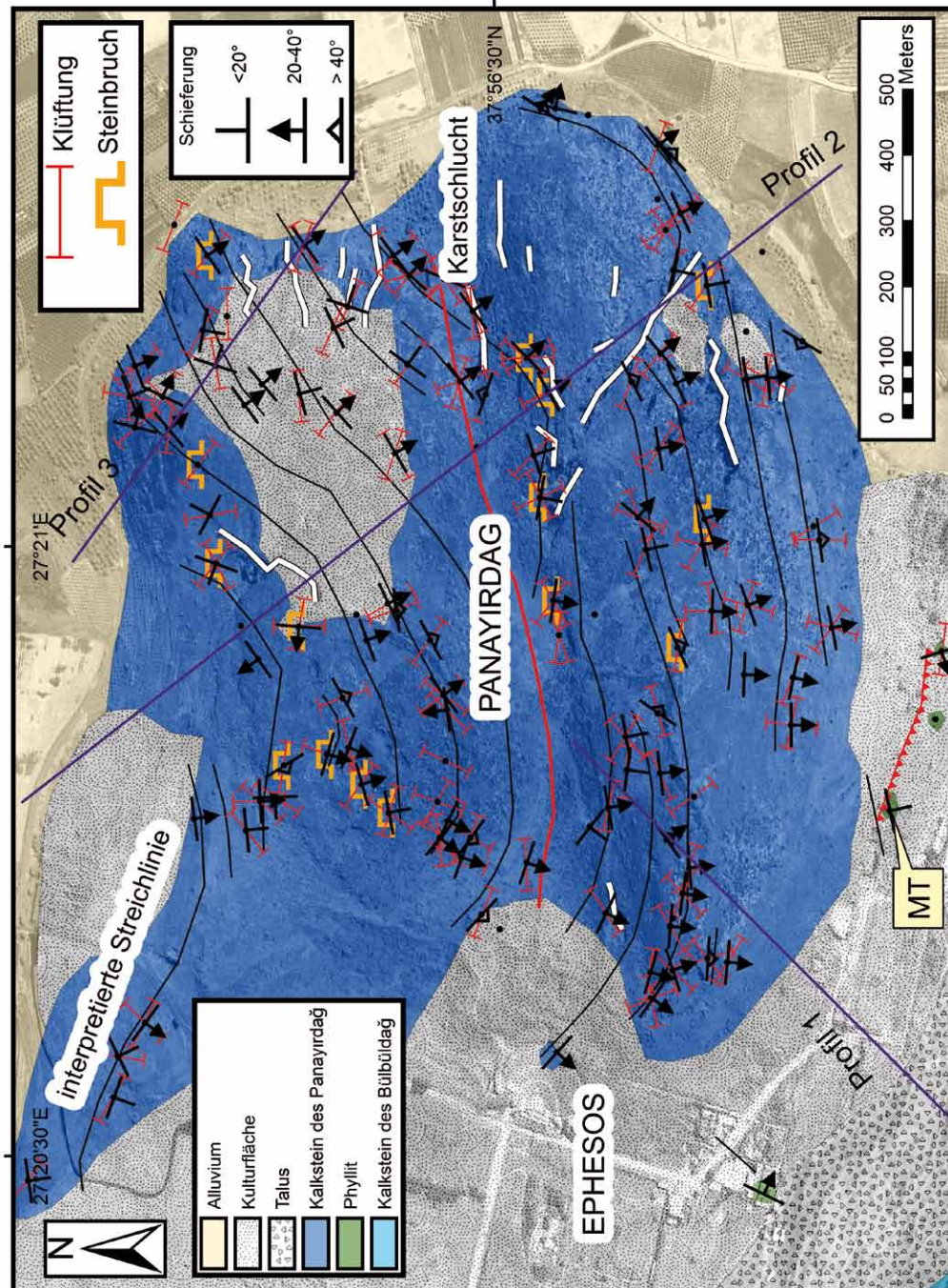
Das Untersuchungsgebiet umfasst mit einer Fläche von ca. 2,5 km² den gesamten 140 m hohen Panayırdağ und den Sattel eines Taleinschnittes südlich davon, der den Panayırdağ vom 340 m hohen Bülbüldağ abtrennt. Im Norden wird der Panayırdağ von der Alluvialebene des Küçük Menderes umfasst. Ein Ost-West verlaufender Einschnitt trennt den Panayırdağ in einen etwas höheren südlichen Teil und einen nördlichen Teil, auf dem sich die Befestigung einer spätgeometrischen bis frühhellenistischen Vorläufersiedlung von Ephesos befindet. Tiefe Ost-West orientierte Schluchten durchschneiden den Ostteil des Hügel von der alluvialen Schwemmebene bis in den befestigten Bereich. Auf einem etwas höher gelegenen Niveau befindet sich am Nordhang die Nordnordost-Südsüdwest orientierte ›West Schlucht‹. Südlich der zentralen Depression befindet sich am Südosthang des Panayırdağ eine Nordwest-Südost orientierte Schlucht.

Geologisch befindet sich der Panayırdağ im Selçuk-Graben, einem Teilbecken des miozänen bis quartären Küçük-Menderes-Graben, welcher als Horst- und Grabenstruktur beschrieben wurde¹. Der Graben durchschneidet metamorphe Gesteine (Metagranit, Gneis, Schiefer, Marmor) des Menderes-Massivs. Während des Holozäns war dieser Graben bis auf Höhe Belevi eine enge Meeresbucht, die bis zur byzantinischen Zeit durch den Schutt des Küçük Menderes verfüllt wurde².

* Die Arbeiten wurden finanziell durch das Österreichische Archäologische Institut unterstützt. Für wertvolle Hinweise danken wir PD Dr. Sabine Ladstätter, PD Dr. Michael Kerschner und Dr. Ursula Quatember.

¹ Rojay u. a. 2005.

² Kraft u. a. 2007.



1 Geologische Karte des Panayırdağ

Geologische Einheiten

Der Panayırdağ besteht aus relativ reinem, hellgrauem, leicht metamorphem Kalkstein, der lokal auch als Marmor ansprechbar ist. Zum Teil sind 1–5 cm dicke, schieferungsparallele Kiesel-(Chert-)Lagen eingeschaltet, die dadurch auf einen eher tiefen Ablagerungsraum des Kalksteins hinweisen. An einigen Stellen sind intraformatielle Kalk-Brekzien zu beobachten. Diese Merkmale definieren allerdings keine stratigrafisch kartierbaren Formationsteile. Der Kalkstein ist oberflächlich durch Napf- und Rillenkarren stark verkarstet, und besonders in den Schluchten sind die steilen Kluftflächen oft dicht versintert.

Diese Gesteine werden südwestlich von Selçuk entweder dem oberen Teil des Menderes-Massivs³ oder dem nordöstlichen Teil des Kykladen Komplexes⁴, genauer der Dilek-Decke der Kykladen-Blauschiefer-Einheit, zugeordnet. Aufgrund der Gesteinsbeschreibungen von Güngör und Erdoğan⁵ erscheint eine Zuordnung der Panayırdağ-Gesteine zum oberen (kretazischen⁶) Teil der Kayaalti-Formation als wahrscheinlich. Candan u. a. (1997) beschrieben die Hochdruck-Metamorphose (>10 kbar und <470° C) dieser Gesteine.

Im Sattel zwischen Panayırdağ und Bülbüldağ, in der Nähe des oberen Eingangs zur Stadt beim Magnesischen Tor, steht in wenigen Aufschlüssen ein quarzreicher grüner Phyllit, der einige dünne kalkreiche Lagen beinhaltet, an (Abb. 1). Ein Aufschluss nordöstlich des oberen Eingangs zu den Ausgrabungen (Aufschluss MT in Abb. 1) belegt die tektonische Grenze der Panayırdağ-Karbonate zu den Phylliten. Weitere Phyllitaufschlüsse sind im Hanghaus 2 zu finden.

Der Hangfuß des Bülbüldağ ist von mächtigen Hangschuttmassen (Talus) aus stark verfestigten Kalkgeröllen bedeckt (Abb. 1). Der Hangschutt wird im Ausgrabungsbereich von Kulturschutt überlagert (Abb. 1).

Petrografie und chemische Zusammensetzung der Panayırdağ-Marmore

Die Marmore des Panayırdağ sind in Aussehen und Gefüge sehr heterogen. Die Farbe variiert von weiß/hellgrau bis dunkelgrau, wobei im Aufschlussbereich immer eine mehr oder weniger deutliche Bänderung zu erkennen ist. Die helleren Varietäten sind meist feinkörniger, hier kann man Einzelkörner nur sehr schwer mit freiem Auge erkennen. Die dunkleren Marmore weisen am frischen Bruch eine zuckerkörnige Struktur auf. Unter dem Mikroskop ist immer eine schwach ausgeprägte Schieferung zu beobachten. Das charakteristische textuelle Merkmal dieser Marmore ist eine sehr deutliche Mörteltextur, die in allen untersuchten Proben beobachtet wurde (Abb. 2 a. b). Gelängte Blasten von Kalzit in einem Korngrößenbereich von ca. 1 mm treten in einem Kalzit-Kleinkorn-Pflaster (0,1 mm) auf. Die Kalzitblasten weisen immer eine Zwillingslamellierung auf, wobei die Lamellen stark deformiert sind; das Gefüge ist charakteristisch für eine postkristalline Deformation. Neben dem Kalzit tritt unverzwilligter Dolomit mit Kristallgrößen im Bereich von 0,1 mm auf (Abb. 2 c. d). Die Dolomitekristalle zeigen häufig einen durch Flüssigkeitseinschlüsse getrübbten Kern, der durch einen klaren Anwachsraum überwachsen ist. Die graue Farbe des Gesteins entsteht durch eine grafitische Pigmentierung, die häufig an den Korngrenzen der großen Kalzitblasten konzentriert ist (Abb. 2 e. f).

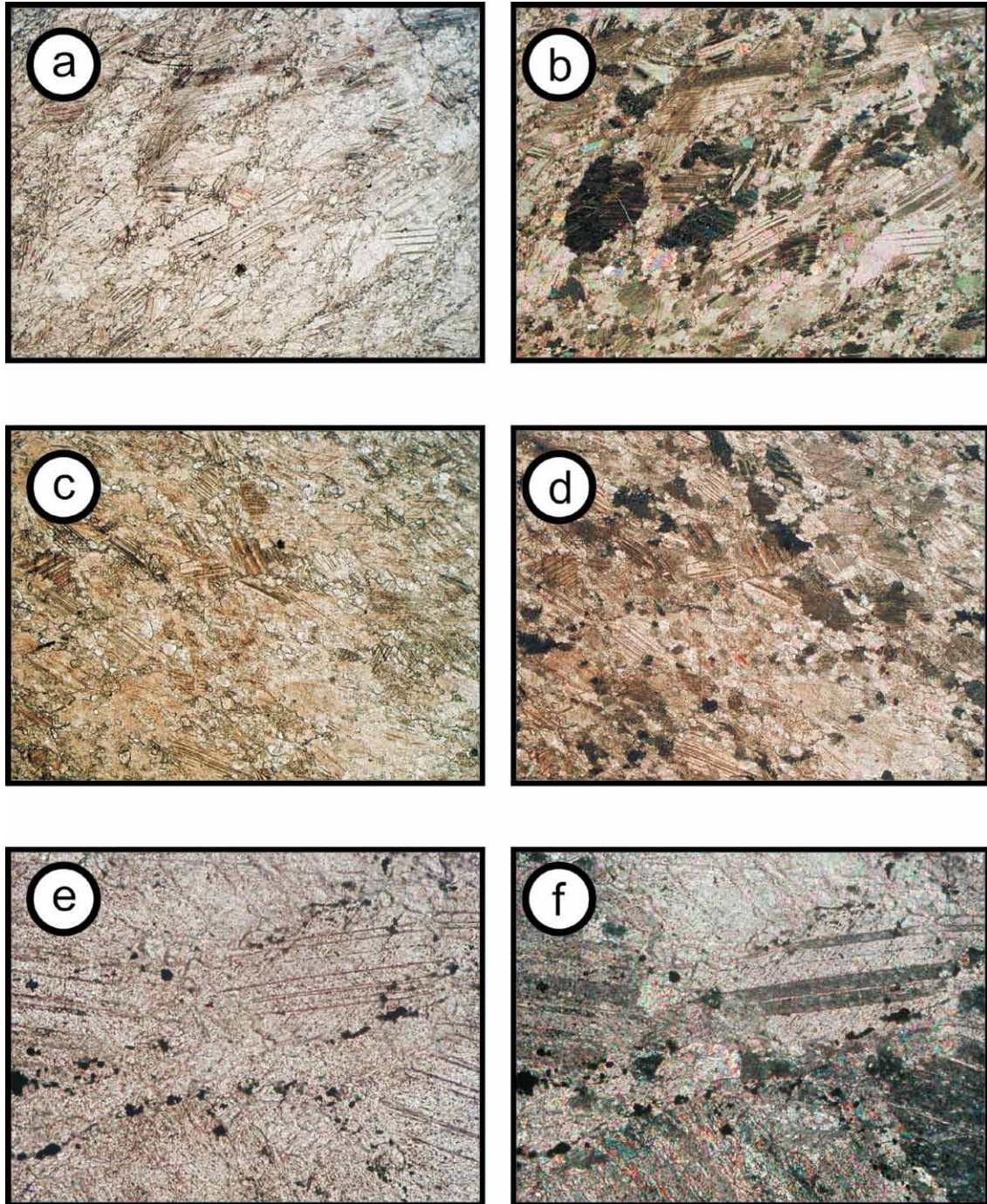
Mittels Atomabsorptionsspektroskopie wurden die im Karbonat gittergebunden Elemente Mg, Fe, Mn und Sr analysiert (Tab. 1). Die chemische Zusammensetzung schwankt bei den meisten Parametern beträchtlich, und es sind keine systematischen Trends zu erkennen. Die variablen Mg-Gehalte werden dabei durch einen stark wechselnden Dolomitanteil verursacht.

³ Candan u. a. 1997; Oberhänsli u. a. 1997; Bozkurt – Oberhänsli 2001; Güngör – Erdoğan 2001; 2002; Özer u. a. 2001.

⁴ z. B. Gessner u. a. 2001; Régnier u. a. 2003; van Hinsbergen 2010.

⁵ Güngör – Erdoğan 2002.

⁶ Özer u. a. 2001.



2 Der Panayırdağ-Kalk im Dünnschliffbild

2 a. b Typische Mörteltextur aus deformierten Kalzit-Blasten mit zerlappten Korngrenzen in einem Kleinkorngefüge (a: parallele Polarisatoren, b: gekreuzte Polarisatoren, Bildlänge 7 mm)

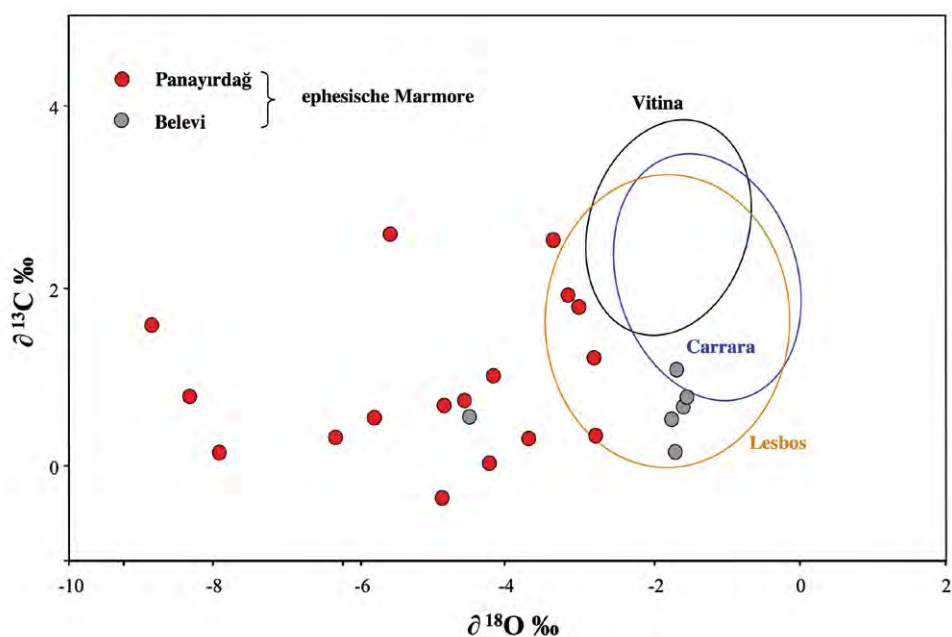
2 c. d Dolomit in unterschiedlichen Anteilen in Form kleiner (ca. 0,1 mm), unverzwilligter, meist klarer Kristalle (c: parallele Polarisatoren, d: gekreuzte Polarisatoren, Bildlänge 7 mm)

2 e. f Die dunkle Farbe der Marmore ist durch eine Pigmentierung durch grafitische Substanz verursacht. Die Pigmente sind meist an den Korngrenzen der Kalzitblasten angereichert (e: parallele Polarisatoren, f: gekreuzte Polarisatoren, Bildlänge 1,4 mm)

Tabelle 1: Chemische Zusammensetzung und Isotopie der Panayırdağ-Kalke

Probe	MgO [ppm]	Fe [ppm]	Mn [ppm]	Sr [ppm]	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)
PA-10	0.37	139	57	172	-8.89	1.59
PA-13	2.63	91	17	247	-4.86	0.72
PA-14	1.12	94	17	250	-6.34	0.38
PA-15	1.19	146	16	186	-8.34	0.83
PA-16	0.56	97	16	331	-4.23	0.09
PA-17	0.60	89	14	347	-3.03	1.79
PA-19	0.56	145	20	303	-3.14	1.94
PA-20	0.66	104	15	284	-3.73	0.35
PA-21	6.21	95	27	248	-2.80	0.39
PA-22	0.51	76	18	286	-4.59	0.77
PA-23	0.32	79	36	419	-4.20	1.06
PA-24	6.82	144	41	151	-5.82	0.58
PA-25	0.48	100	43	309	-5.59	2.61
PA-26	0.36	72	24	233	-3.39	2.56
EPH-19a	0.95	89	22	285	-2.82	1.25
EPH-19b	0.95	136	22	226	-4.89	-0.30
EPH-19c	0.98	291	32	190	-7.95	0.19

Weiters wurde die Zusammensetzung der C- und O-Isotope analysiert (Tab. 1). Im Isotopendiagramm (Abb. 3) werden die Ergebnisse der Proben vom Panayırdağ mit den Feldern der isotopischen Zusammensetzung von in der Antike verbreiteten grauen bis schwarzen Marmoren verglichen. Hier ist wiederum eine starke Variabilität der Daten zu beobachten.



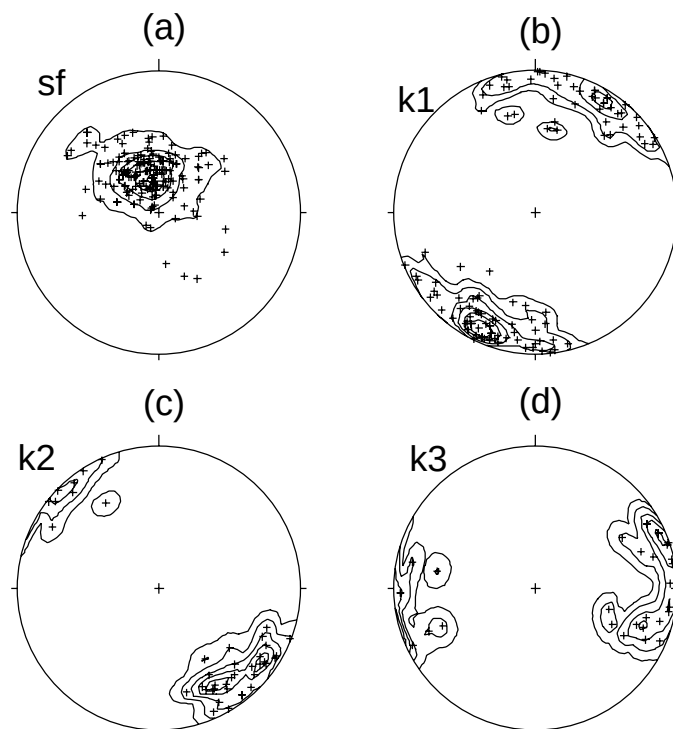
- 3 C- und O-Isotopendiagramm der ephesischen Marmore vom Panayırdağ. Zum Vergleich ist die Zusammensetzung (Datenbank W. Prochaska) von grauen und schwarzen Marmoren von Belevi/ Ephesos und von klassischen antiken Lagerstätten wiedergegeben (Vitina/Griechenland, Carrara/ Italien und Lesbos/Griechenland)

Tektonisches Gefüge

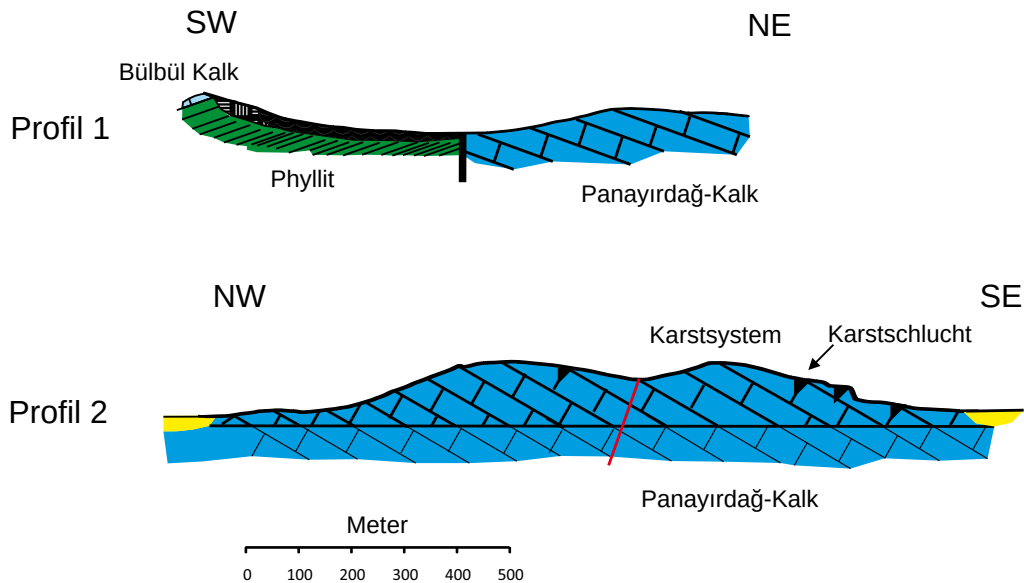
Das tektonische Gefüge der Gesteine des Arbeitsgebiets ist durch eine flache Schieferung und drei dominante Klufrichtungen gekennzeichnet (Abb. 4). Im Gelände ist die Schieferung als Bankung des Kalksteins sehr gut zu erkennen. Die Klüftung lässt sich in fast allen Aufschlüssen zumindest mit zwei Klufrichtungen aufnehmen. Die Klüfte (oft mit Kluftweiten im Meterbereich) sind entweder offen oder mit durch Terra Rossa verkitteten Spaltenbrekzien verfüllt. Schieferungs-/bankungsparallele Kluftflächen bilden oft markante Schichtköpfe der anstehenden Kalksteine. Die vorgezeichneten Strukturen begrenzen einen Kluftkörper, der lokal zur Ausrichtung kleinerer Steinbrüche ausgenutzt wurde; dies wurde auch durch die flache Lagerung der dominanten Schieferung erleichtert.

Die Schieferung ist (bei einem Modalwert von 168/20) generell flach Südwest- bis Südost fallend (Abb. 4 a). Das Kartenbild (Abb. 1) zeigt dabei eine leichte Verfaltung der Streichlinien, die sich im Gefügediagramm (Abb. 4 a) durch eine Verbreiterung des Polpunkt-Clusters zeigt. Bereichsweise folgt die lokale Topografie dem Einfallen der Bankung. Weiters kann am Ostabhang des Panayırdağ ein Einbiegen der Schieferung in die durch die Klüftung vorgezeichneten Schluchten beobachtet werden.

Die dominante Klufrichtung (k1) ist bei einem Modalwert von 27/79 steil Nordnordost bzw. Südsüdwest fallend (Ostnordost-Westsüdwest streichend, Abb. 4 b). Daneben gibt es die Nordost-Südwest streichende Klüftung k2 (Modalwert = 330/69, Abb. 4 c) und die Nord-Süd streichende Klüftung k3 (Modalwert = 246/84, Abb. 4 d). Die Klufrichtungen zeigen in den meisten Bereichen eine Beziehung zur lokalen Schieferung, bei der eine Klufrichtung (meistens k2) parallel und eine (meistens k1) normal zum Streichen der Schieferung orientiert ist (Abb. 1). Im südlichen Bereich des Arbeitsgebiets ist die sonst schieferungsnormale Klufrichtung mit einem Nordnordwest-Südsüdost-Streichen etwas aus dieser Orientierung rotiert. Die tiefen Schluchten am Ostrand des Panayırdağ folgen der schieferungsparallelen Klufrichtung (Abb. 1). Sie sind somit durch das Kluftsystm vorgezeichnet.



4 Tektonisches Gefüge der Panayırdağ-Kalke, dargestellt im Schmidt'schen Netz. (a) Schieferung sf; (b) Klüftung 1 (k1); (c) Klüftung 2 (k2); (d) Klüftung 3 (k3)



5 Geologische Profile (Lage in Abb. 1) durch den Panayırdağ

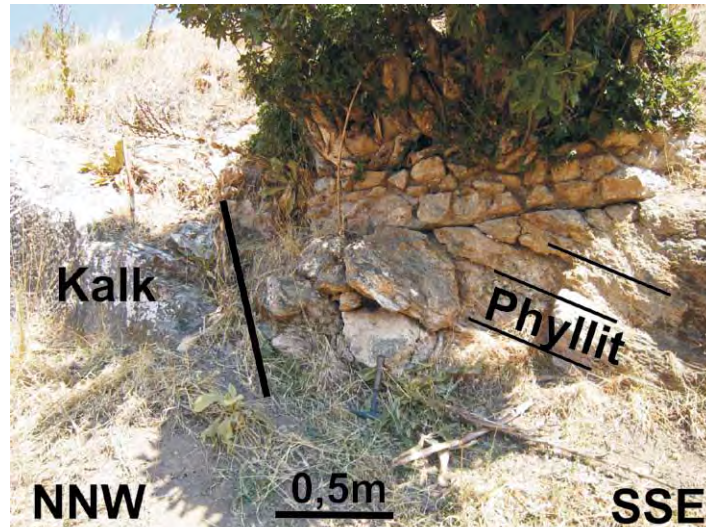
Die extensive Oberflächenverkarstung des anstehenden Gesteins zerstörte allfällig vorhandene Merkmale von Störungsstrukturen. So konnte nur in einem Aufschluss am Südhang des Panayırdağ durch eine Harnischfläche eine dextrale Seitenverschiebung erkannt werden. Diese Störung kann gemeinsam mit der spektakulären Abschiebung im Hangschutt des Bülbüldağ (bei der Marienstatue) südlich des Arbeitsgebiets in einen kinematischen Zusammenhang gebracht werden.

Geologischer Bau des Panayırdağ

Die tiefen Schluchten am Osthang des Panayırdağ folgen dem regionalen Kluftsystem. Sie befinden sich in zwei Höhenniveaus und werden hier als verstürzte Karstlösungsstrukturen interpretiert, in denen das Niederschlagswasser in die steilen Klüfte eindringen und entlang der flachen Schieferungsflächen bevorzugt nach Süden abfließen kann (Abb. 5). Durch die Lösung der Karbonate verbreiterten sich die Klüfte, es kam zur Höhlenbildung und zum Einsturz der Hohlräume. Die bevorzugte Anlage der Schluchten am Osthang des Panayırdağ ist durch das generelle Südost-Einfallen der Karbonate zu erklären (Abb. 5), welche die oberflächennahe Lösung in diesem Bereich ermöglicht. Aufgrund des generellen Einfallens und der stratigrafisch tieferen Position der Gesteine konnte am Westhang des Panayırdağ die Karbonatlösung nicht zur Ausbildung der Karsthohlräume führen.

Ein Aufschluss beim Magnesischen Tor (Aufschluss MT in Abb. 1) belegt den steilen tektonischen Kontakt der Phyllite zu den Panayırdağ-Karbonaten (Abb. 6). Sowohl am Nordwestrand des Panayırdağ, in der strukturell tiefsten Position des Arbeitsgebiets, als auch in den tiefsten Bereichen der Schluchten konnten keine Phyllite aufgefunden werden. Somit wird eine phyllitische Unterlagerung des Panayırdağ ausgeschlossen.

Die flach nach Südost einfallenden Karbonate werden im Süden von den Phylliten abgeschnitten (Abb. 1). Die Formationsgrenze kann aufgrund der quartären Überlagerung nur auf kurze Distanz Richtung Osten weiterverfolgt werden. Der Aufschlussbefund zeigt, dass die Phyllite zwischen Panayırdağ und Bülbüldağ anstehen. Die Südgrenze zu den Südsüdwest fallenden Bülbüldağ-Kalken beschreiben Rojay u. a. (2005) als Nordnordost gerichtete Abschiebung. Mit



6 Aufschluss des tektonischen Kontakts zwischen Phyllit und Panayırdağ-Kalk am Magnesischen Tor (Aufschluss MT in Abb. 1)

einer weiteren parallel dazu verlaufenden Störung könnte der zentrale Ost-West verlaufende Einschnitt des Panayırdağ erklärt werden (Abb. 1). Die Gefügedaten unterstützen ein solches Modell.

Hydrogeologie

Die hydrologisch dichten Phyllite am Fuß des Bülbüldağ definieren am Kontakt zu den südlich anschließenden Karbonaten des Bülbüldağ einen Quellhorizont mit einem ausgedehnten Einzugsgebiet⁷. Das Wasser dieses Horizontes kann aufgrund der lokalen Topografie nur als Oberflächenwasser am topografischen Sattel im Bereich des Magnesischen Tores (s. Abb. 1) in den Panayırdağ eindringen. Östlich und westlich des Sattels wird das Wasser vom Panayırdağ weggeleitet. Derzeit ergibt sich somit am Panayırdağ keine Möglichkeit der Akkumulation von Wasser in größeren Mengen.

Als alternatives Konzept könnte bei einer nicht tief reichenden phyllitischen Abdichtung des Panayırdağ die Ausbildung eines tiefgehenden Karstkörpers angenommen werden. In diesem Fall besteht durch einen durch die Höhe des Bülbüldağ definierten hohen hydraulischen Gradienten eine Wasserwegigkeit zum Panayırdağ. Diese hydrologische Verbindung müsste auch heute zur Verfügung stehen. Hinweise dazu könnten die Karten von Falkener (1862) und Curtius (1872) geben, die eine Quelle auf dem Hang oberhalb des Sieben-Schläfer-Zöemeteriums, ungefähr auf halber Höhe zum Nordgipfel des Panayırdağ, verzeichnen. Die exakte Lage dieser – heute nicht mehr vorhandenen – Quelle ist aufgrund der geringen Kartenpräzision nicht mit Sicherheit festzustellen, eine Lage am Fuß des Gipfelhangs am Südwestrand der Hauptterrasse erscheint allerdings als wahrscheinlich. Da am Panayırdağ keine Karstquellen vorhanden sind, wird hier allerdings das erstere Modell bevorzugt und die fragliche Quelle als temporärer Wasseraustritt oder als lokale Wasseransammlung nach größeren Niederschlägen interpretiert.

Zur hydrogeologischen Beurteilung der Zeit der Besiedelung ist die holozäne Paläogeografie zu berücksichtigen, die ganz wesentlich von der miozänen bis holozänen Hebung des Menderes-Massivs⁸ und den holozänen Meeresspiegelschwankungen der östlichen Ägäis⁹ gesteuert

⁷ Somay u. a. 2008.

⁸ z. B. van Hinsbergen 2010.

⁹ Brückner 2005; Kraft u. a. 2007; Brückner u. a. 2010.

wurde. Die paläogeografische Situation des Arbeitsgebiets in den letzten 7000 Jahren wurde zuletzt von Brückner (2005) sowie Kraft u. a. (2007) dargestellt. Demnach lag der Nordrand des Panayırdağ zu archaischer Zeit an der Küste eines landeinwärts einspringenden Golfs. Das Meeresniveau dieser Zeit befindet sich 2–3 m unter dem Niveau der heutigen Schwemmebene¹⁰. Der Ostrand des Hügels grenzte an eine Alluvialebene. Durch das große Schuttangebot und den fehlenden Akkomodationsraum im Hinterland verlandete das Meer, sodass zu hellenistischer und römischer Zeit der Hafen von Ephesos nur noch durch technische Maßnahmen offen gehalten werden konnte. Damit ergibt sich das Bild einer stark verkarsteten Küste im Nahbereich des Meeres, mit dem dann ein hydrogeologisches Modell eines marinen Karstsystems entworfen werden kann (Abb. 7).

In einem solchen System verkarstet das Gestein bis zum Vorflutniveau, welches durch den Meereswasserspiegel definiert ist. Es kommt dadurch zur Ausbildung eines Aquifers, wobei typischerweise das Wasser im Meeresniveau oberflächlich und submarin (z. T. brackisch) austritt¹¹. Zusätzlich kann durch eine Salzwasserintrusion in einem sub-horizontalen Aquifer eine Dichteschichtung zum Aufbau eines Süßwasserkörpers führen¹². Somit lässt sich ein möglicher Aquifer auf Höhe des ehemaligen Meeresspiegels, der dem heutigen Übergang des Panayırdağ zur Ebene des Küçük Menderes entspricht¹³, lokalisieren. Ein wesentlich tieferer Meeresspiegel mit einer dadurch bedingten tieferen Karstbasis ist aufgrund der paläogeografischen Rekonstruktion auszuschließen.

Als problematisch für eine nachhaltige Wasserversorgung des Siedlungsgebiets am Panayırdağ erscheint dabei die geringe Größe des Einzugsgebiets, welche aufgrund der phyllitischen Abdichtung im Süden durch die heutige Ausdehnung des Panayırdağ definiert ist. Dazu kommt noch, dass der jährliche Niederschlag im mediterranen Raum zur Zeit der Besiedelung (ca. 500 mm/a)¹⁴ wesentlich geringer als heute (ca. 690 mm/a¹⁵) war¹⁶. Große nutzbare Wassermengen können daher auf keinen Fall erwartet werden.

Schlussfolgerungen

Das spätgeometrische bis frühhellenistische Siedlungsgebiet am Panayırdağ befindet sich auf einer strukturgeologisch vorgezeichneten Fläche. Für diese Siedlung ist eine Wasserversorgung innerhalb der Befestigung zu fordern. Überreste von Brunnen oder Zisternen sind allerdings nicht bekannt. Als einzige Möglichkeit für eine nicht nur temporär zur Verfügung stehende Süßwasserquelle kann ein hydrogeologisches Modell dienen, das einen Wasserkörper auf Höhe des ehemaligen Meeresniveaus beschreibt. Aufgrund der kartierten archaischen Befestigung ergeben sich die Schluchten südlich der Nordbastion als mögliche Standorte von Brunnenbauten, die hier nicht allzu tief (10–20 m) dieses Höhenniveau erreichen konnten. Die höher gelegene ›Westschlucht‹, an der sich der westliche Teil der Befestigung anlehnt, wird als höherer Teil des Karstsystems interpretiert. Sie wurde deswegen nach unten entwässert und war dadurch höchstwahrscheinlich zur Zeit der Besiedelung nicht wasserführend.

¹⁰ Kraft u. a. 2007.

¹¹ z. B. Fleury u. a. 2007; Bakalowicz u. a. 2008.

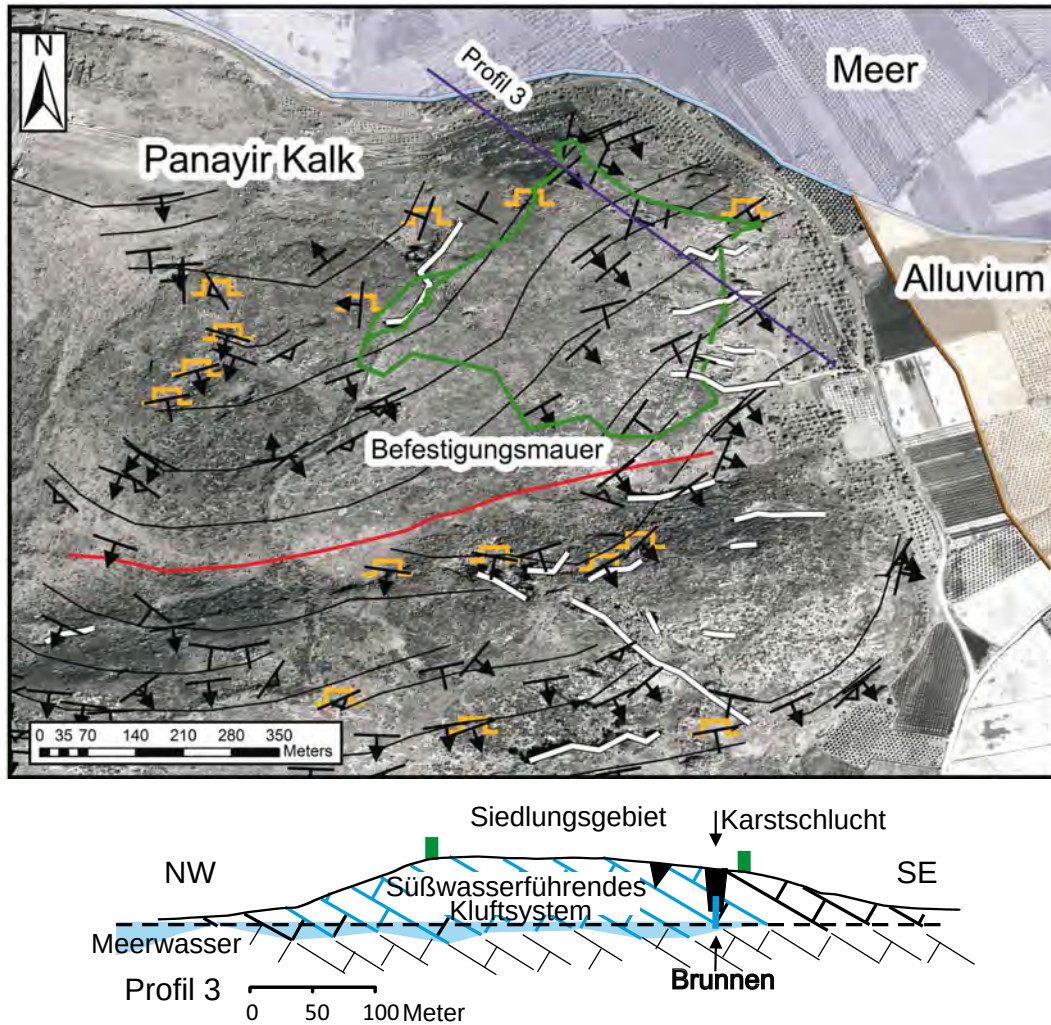
¹² s. Fleury u. a. 2007.

¹³ Kraft u. a. 2007.

¹⁴ Nach den Daten von Bar-Matthews u. a. 1998 und Cordova 2008.

¹⁵ Somay u. a. 2008.

¹⁶ s. auch Casana 2008; Kaniewski u. a. 2010; Martín-Puertas u. a. 2010.



7 Hydrogeologisches Modell (Legende in Abb. 1) für eine spätgeometrische bis frühhellenistische Wasserversorgung am Osthang des Panayırdağ (Paläogeografie nach Brückner 2005 und Kraft u. a. 2007); Lage der Befestigungsmauer laut ÖAI

Zusammenfassung

Der stark verkarstete metamorphe Kalkstein am Panayırdağ fällt flach gegen Südosten ein und wird durch ein Kluftsystem aus drei steilen Kluftscharen durchbrochen. Tiefe kluftparallele Schluchten durchschneiden in zwei Höhenniveaus den östlichen Teil des Panayırdağ. Der Panayırdağ ist im Süden durch Phyllite vom Karstsystem des Bülbüldağ hydrologisch isoliert. Die geologischen Daten unterstützten ein hydrogeologisches Modell zur Rekonstruktion der Wasserversorgung einer befestigten spätgeometrischen bis frühhellenistischen Vorläufersiedlung von Ephesos. Das Modell beschreibt ein marines Karstsystem, das im Niveau des ehemaligen Meeresspiegels einen unausgiebigen Aquifer ausbilden konnte. Von den Schluchten ausgehend, könnten 10–20 m tiefe Flachbrunnen diesen Aquifer erreicht haben.

Abgekürzt zitierte Literatur

- Bakalowicz – El Hakim – El-Hajj 2008 M. Bakalowicz – M. El Hakim – A. El-Hajj, Karst groundwater resources in the countries of eastern Mediterranean: The example of Lebanon, *Environmental Geology* 54, 2008, 597–604.
- Bar-Matthews – Ayalon – Kaufman 1998 M. Bar-Matthews – A. Ayalon – A. Kaufman, Middle to Late Holocene (6,500 yr.period) paleoclimate in the eastern Mediterranean region from stable isotopic composition of speleothems from Soreq Cave, Israel, in: A. S. Issar – N. Brown (Hrsg.), *Water, Environment and Society in Times of Climatic Change* (Amsterdam 1998) 203–214.
- Bozkurt – Oberhänsli 2001 E. Bozkurt – R. Oberhänsli, Menderes Massif (Western Turkey): Structural, metamorphic and magmatic evolution. A synthesis, *International Journal of Earth Sciences* 89, 2001, 679–708.
- Brückner 2005 H. Brückner, Holocene shoreline displacements and their consequences for human societies: The example of Ephesus in western Turkey, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. 137, 2005, 11–22.
- Brückner – Kelterbaum – Marunchak – Porotov – Vött 2010 H. Brückner – D. Kelterbaum – O. Marunchak – A. Porotov – A. Vött, The Holocene sea level story since 7500 BP. Lessons from the Eastern Mediterranean, the Black and the Azov Seas, *Quaternary International* 225, 2010, 160–177.
- Candan – Dora – Oberhänsli – Oelsner – Dürr 1997 O. Candan – O. Dora – R. Oberhänsli – F. Oelsner – S. Dürr, Blueschist relics in the Mesozoic cover series of the Menderes Massif and correlations with Samos Island, Cyclades, *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 77, 1997, 95–99.
- Casana 2008 J. Casana, Mediterranean valleys revisited: Linking soil erosion, land use and climate variability in the Northern Levant, *Geomorphology* 101, 2008, 429–442.
- Cordova 2008 C. E. Cordova, Floodplain degradation and settlement history in Wadi al-Wala and Wadi ash-Shallalah, Jordan, *Geomorphology* 101, 2008, 443–457.
- Curtius 1872 E. Curtius, *Beiträge zur Geschichte und Topographie Kleinasiens* (Berlin 1872).
- Falkener 1862 E. Falkener, *Ephesus and the Temple of Diana* (London 1862).
- Fleury – Bakalowicz – de Marsily 2007 P. Fleury – M. Bakalowicz – G. de Marsily, Submarine springs and coastal karst aquifers: A review, *Journal of Hydrology* 339, 2007, 79–92.
- Gessner – Ring – Passchier – Güngör 2001 K. Gessner – U. Ring – C. W. Passchier – T. Güngör, How to resist subduction: Evidence for large-scale out-of-sequence thrusting during Eocene collision in Western Turkey, *Journal of the Geological Society* 158, 2001, 769–784.
- Güngör – Erdoğan 2002 T. Güngör – B. Erdoğan, Tectonic significance of mafic volcanic rocks in a Mesozoic sequence of the Menderes Massif, West Turkey, *International Journal of Earth Sciences* 91, 2002, 386–397.
- van Hinsbergen 2010 D. J. J. van Hinsbergen, A key extensional metamorphic complex reviewed and restored: The Menderes Massif of western Turkey, *Earth-Science Reviews* 102, 2010, 60–76.
- Kaniewski – Paulissen – van Campo – Weiss – Otto – Bretschneider – van Lerberghe 2010 D. Kaniewski – E. Paulissen – E. van Campo – H. Weiss – T. Otto – J. Bretschneider – K. van Lerberghe, Late second-early first millennium BC abrupt climate changes in coastal Syria and their possible significance for the history of the Eastern Mediterranean, *Quaternary Research* 74, 2010, 207–215.
- Kraft – Brückner – Kayan – Engelmann 2007 J. C. Kraft – H. Brückner – İ. Kayan – H. Engelmann, The geographies of ancient Ephesus and the Artemision in Anatolia, *Geoarchaeology* 22, 2007, 121–149.
- Martín-Puertas – Jiménez-Espejo – Martínez-Ruiz – Nieto-Moreno – Rodrigo – Mata – Valero-Garcés 2010 C. Martín-Puertas – F. Jiménez-Espejo – F. Martínez-Ruiz – V. Nieto-Moreno – M. Rodrigo – M. P. Mata – B. L. Valero-Garcés, Late Holocene climate variability in the southwestern Mediterranean region: an integrated marine and terrestrial geochemical approach, *Climate of the Past* 6, 2010, 807–816.
- Oberhänsli – Monié – Candan – Warkus – Partzsch – Dora 1998 R. Oberhänsli – P. Monié – O. Candan – F. C. Warkus – J. H. Partzsch – O. Dora, The age of blueschist metamorphism in the Mesozoic cover series of the Menderes Massif, *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 78, 1998, 309–316.
- Özer – Sözbilir – Özkar – Toker – Sari 2001 S. Özer – H. Sözbilir – I. Özkar – V. Toker – B. Sari, Stratigraphy of Upper Cretaceous-Palaeogene sequences in the southern and eastern Menderes Massif (western Turkey), *International Journal of Earth Sciences* 89, 2001, 852–866.

- Régnier – Ring – Passchier – Gessner – Güngör 2003 J. L. Régnier – U. Ring – C. W. Passchier – K. Gessner – T. Güngör, Contrasting metamorphic evolution of metasedimentary rocks from the Çine and Selimiye nappes in the Anatolide belt, Western Turkey, *Journal of Metamorphic Geology* 21, 2003, 699–721.
- Rojay – Toprak – Demirci – Süzen 2005 B. Rojay – V. Toprak – C. Demirci – L. Süzen, Plio-Quaternary evolution of the Küçük Menderes Graben southwestern Anatolia, Turkey, *Geodinamica Acta* 18, 2005, 317–331.
- Somay – Gemici – Filiz 2008 A. M. Somay – Ü. Gemici – S. Filiz, Hydrogeochemical investigation of Küçük Menderes River coastal wetland, Selçuk-Izmir, Turkey, *Environmental Geology* 55, 2008, 149–164.

Prof. Dr. Gerd Rantitsch

Prof. Dr. Walter Prochaska

Department für Angewandte Geowissenschaften und Geophysik, Montanuniversität Leoben,

A-8700 Leoben

E-Mail: gerd.rantitsch@unileoben.ac.at; walter.prochaska@unileoben.ac.at

Abbildungsnachweis: Alle Abb. © G. Rantitsch.

Abstract

Gerd Rantitsch – Walter Prochaska, The Hydro-Geologic Situation of the Panayırdağ as a Basis of Assessment for the Water Supply of the Pre-Lysimachean Settlement

The karstified limestone of the Panayırdağ dips flatly towards the southeast and is dissected by three steep joint sets. At the eastern slope of the Panayırdağ, deep gorges trace the local joint pattern in two levels. The southern slope of the Panayırdağ is hydrologically isolated from the karst system of the adjacent Bülbüldağ. The geological data support a hydrogeological model which reconstructs the water supply of the late geometric to early Hellenistic settlement of the Panayırdağ. The proposed model describes a marine karst system with an aquifer in the level of the ancient sea level, possibly accessed by 10–20 m deep wells from the karst gorges.

Keywords

Ephesos – Panayırdağ – Geoarcheology – Hydrogeology – Late Geometric/Early Hellenistic Period