

8 Wärmeflussdichte im unteren Miozän (Altiplano)

Die Probe AP85 aus dem Beckenteil von San Cristobal im Altiplano erreichte eine gut definierte Maximaltemperatur (T_{\max}) von $158 \pm 13^\circ\text{C}$ ($\pm 2 \sigma$) zu einem Zeitpunkt bei 18-20 Ma (Abb. 7.8 in Kap. 7.3.1). Mit dieser aus der Modellierung gewonnenen Temperatur-Information kann prinzipiell die Wärmeflussdichte im unteren Miozän analog zur Temperaturmessung in einer Bohrung bestimmt werden. Die Wärmeflussdichte (Q) ist das Produkt aus dem geothermischen Gradienten ($\text{grad}T$) und der Wärmeleitfähigkeit (λ) der Gesteinssäule, über die der Gradient besteht:

$$Q = -\lambda * \text{grad}T$$

Um den geothermischen Gradienten zu bestimmen, müssen die Tiefenlage der Probe, die Temperatur für die Tiefe der Probe und die Oberflächentemperatur vor etwa 20 Ma bekannt sein bzw. angenommen werden. Ferner muss die mittlere Wärmeleitfähigkeit für die Gesteine zwischen der Oberfläche und der Tiefe der Probe bestimmt werden. Der Wärmefluss kann dann aus dem mittleren Temperaturgradienten und der mittleren Wärmeleitfähigkeit errechnet werden. Im Folgenden wird die Genauigkeit diskutiert, mit der die einzelnen Parameter bestimmt werden können, um minimal und maximal mögliche Werte für die Paläowärmeflussdichte zu ermitteln.

8.1 Temperaturgradient

Die Tiefenlage der Probe entspricht der Mächtigkeit der bis 20 Ma im San Cristobal-Beckenteil über der Probe abgelagerten Sedimente, da angenommen wird, dass die Maximaltemperatur infolge der maximalen Versenkung erreicht wurde. Die anschließende Abkühlung wird als Exhumation infolge der Aufschiebung nach Osten an der San Cristobal-Störung (SCF) gedeutet. Die konkordant und ohne Hiatus abgelagerten Beckensedimente stehen heute nahezu saiger (Abb. 8.1). Es ist jedoch unsicher, in welcher Mächtigkeit die Fm. San Vicente über der Probe gelegen hat, deren oberster Teil mit 8 Ma viel jünger ist als der Exhumationsbeginn (Abb. 8.1). Dieser weiter westlich konkordant folgende obere Teil der Fm. San Vicente wurde syntektonisch abgelagert, während der störungsnahe Bereich bereits gehoben wurde, und hat daher nicht zur Versenkung der Probe beigetragen. Die kumulative Mächtigkeit der Fm. San Vicente beträgt etwa 3000 m (Levenhagen, 2001; Silva, in prep). Die unteren 2000 m folgen konkordant über der Fm. Potoco mit einheitlich steilem Einfallen um 80° . Die Schichten verflachen dann nach Westen und gehen konkordant in die bis 8 Ma jungen, subhorizontal gelagerten Vulkanoklastika der obersten Fm. San Vicente über. Welcher Anteil der Fm. San Vicente syntektonisch, nach Beginn der Exhumation, abgelagert wurde, kann nicht rekonstruiert werden. Es ist jedoch anzunehmen, dass zumindest der Teil der Fm. San Vicente über dem Probenpunkt abgelagert worden ist, der heute einheitlich steil einfällt und keine progressive Verflachung aufweist (ca. 2000 m). Für die Fm. San Vicente wird demnach eine Mächtigkeit von 2500 ± 500 m angenommen. Die Fm. Potoco hat nach Silva (in prep) eine Mächtigkeit von 4100 m. In der oberen Fm. Potoco befindet sich nach Elger (2003) eine etwa schichtparallele Aufschiebung, die als blind endende Akkomodationsstörung infolge Platzmangels bei der Faltung der Fm. Potoco interpretiert wurde. Da die Störung schichtparallel verläuft, kann ein etwaiger stratigraphischer Versatz nicht bestimmt werden. Elger (2003) interpretierte einen flachen Anstieg der Störung durch die Schichtenfolge, wodurch im Profil 600 m Potoco-Mächtigkeit wiederholt würden. Denkbar ist aber auch, dass

keine Schichtwiederholung vorliegt, wenn sich lediglich die Scherung bei der Biegegleit-Faltung an einer schichtparallelen Störungsfläche lokalisiert hat. Die Position der Probe in der Fm. Potoco beträgt 2800 m unterhalb des Tops. Aufgrund dieser Überlegungen wird die Bedeckung der Probe durch die Fm. Potoco mit 2800 m und ihre Tiefenlage vor 20 Ma mit 5300 ± 500 m angenommen.

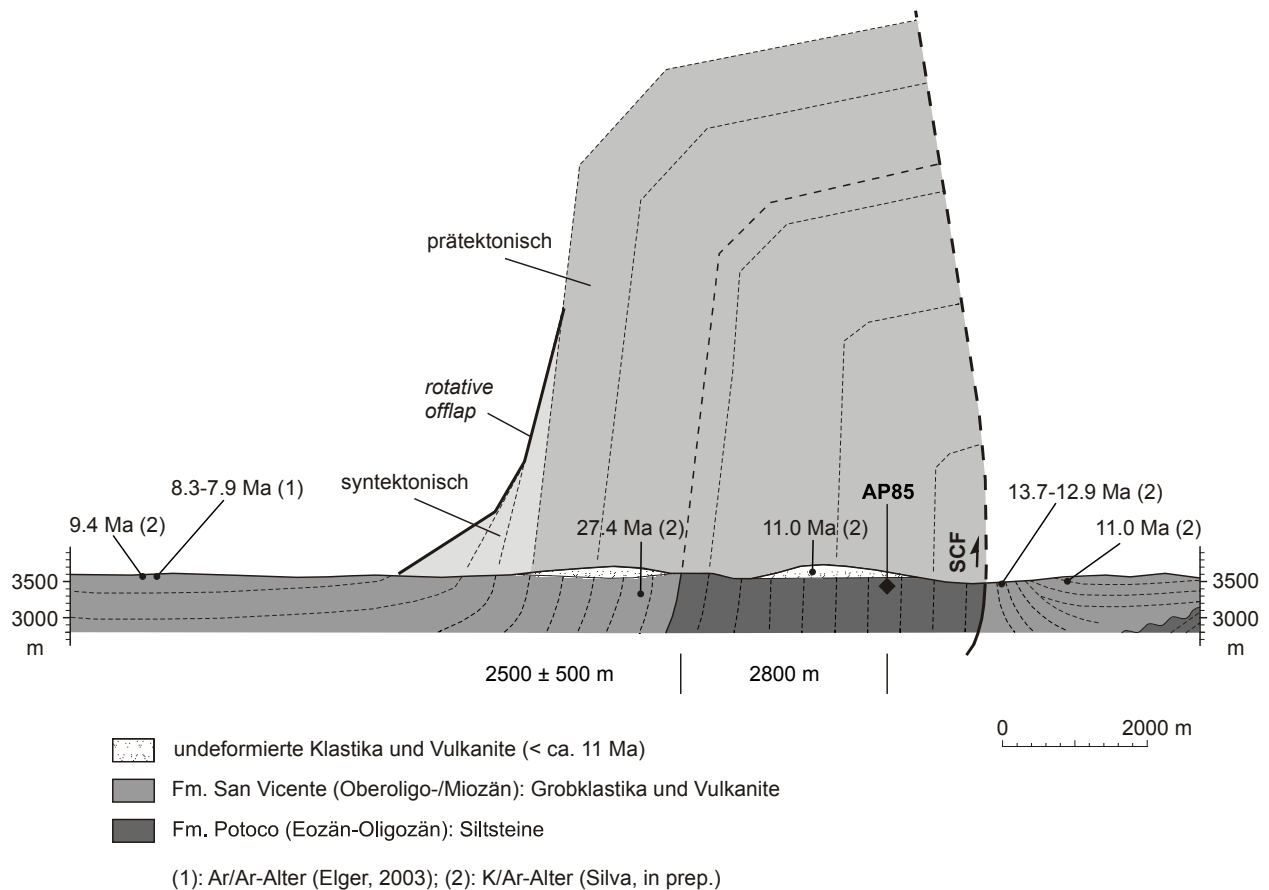


Abb. 8.1: Lage der Probe AP85 im Beckenteil von San Cristobal westlich der UKFZ (zur Lokalität der Probe siehe Abb. 7.5) mit den Mächtigkeiten der über der Probe abgelagerten Sedimente, die zur Abschätzung des paläogeothermischen Gradienten verwendet wurden. Der höhere Teil der Fm. San Vicente wurde syntektonisch zur Aktivität der San Cristobal-Störung (SCF) nur im westlichen Teil des Profils abgelagert. Über dem Profil ist schematisch dargestellt, wie durch kontinuierliche Rotation des SCF-Hangendblocks eine progressive Diskordanz (*rotative offlap*; Riba, 1976) entstand, die heute erodiert ist.

Als Oberflächentemperatur (T_{surf}) vor 20 Ma wird 15°C angenommen. Aus der minimalen und maximalen Differenz $T_{\text{max}} - T_{\text{surf}}$ und der Tiefenlage ergibt sich für das untere Miozän ein minimaler geothermischer Gradient von $22^\circ\text{C}/\text{km}$ und ein maximaler Gradient von $32^\circ\text{C}/\text{km}$. Der Mittelwert beträgt $27^\circ\text{C}/\text{km}$.

8.2 Wärmeleitfähigkeit

Die Wärmeleitfähigkeit von Gesteinen ist abhängig von der Porosität, dem Porenmedium, der Zusammensetzung der Matrix und der Temperatur. Die Lithologie der Fm. San Vicente ist dominiert von Sand-

steinen und Konglomeraten, die der Fm. Potoco von Siltsteinen. Die Wärmeleitfähigkeit kann, vor allem in Abhängigkeit von der Porosität und dem Gas- oder Wassergehalt sehr stark schwanken: Literaturwerte für Sandsteine reichen von 0.9 bis 6.5 W/(mK), für (tonige) Siltsteine von 1.7 bis 3.4 W/(mK) (Cermak and Rybach, 1982). Daher wird versucht, den Wertebereich für die vorliegenden Sedimente enger einzugrenzen.

Henry and Pollack (1988) bestimmten die Leitfähigkeit der tertiären Sedimente des Altiplano an vier Bohrungen (Abb. 8.2 und Tab. A.3, Anhang). Die Messungen wurden im *divided bar*-Verfahren an wassergesättigten Sedimentgesteinsproben unter Labortemperaturen durchgeführt. Zwei Bohrungen (Kolpani und Agua de Castilla) liegen in Quartär und jüngster Fm. San Vicente und ergaben mittlere Leitfähigkeiten von 1.8 und 2.0 W/(mK). Die Bohrung Chacarilla steht im unteren Teil der Fm. San Vicente, die dort ca. 4 km tief versenkt war; die mittlere Leitfähigkeit ist hier 2.7 W/(mK). Die Bohrung Corocoro steht in der Fm. Potoco, die ein Überlagerung von 3-4 km erfuhr; die mittlere Leitfähigkeit dieser Formation ist 3.2 W/(mK). Die Daten zeigen, dass junge unkomprimierte Sedimente mit ca. 1.9 W/(mK) eine deutlich geringere Leitfähigkeit besitzen als tiefer versenkte Niveaus der Fm. San Vicente und Potoco mit ca. 3 W/(mK). Die Zunahme der Leitfähigkeit mit der Tiefe ist durch abnehmende Porosität bedingt. Porositäts/Tiefen-Funktionen für Sedimentgesteine sind nicht linear. Sie weisen in geringer Tiefe bis etwa 2 km steilere Gradienten auf und nähern sich in größerer Tiefe asymptotisch dem Wert der Residualporosität an (z.B. Bond and Kominz, 1984; Vacquier, 1984). Um aus den Daten von Henry and Pollack (1988) die mittlere Wärmeleitfähigkeit der Sedimentbedeckung der Probe vor 20 Ma abzuschätzen, wird für die Fm. San Vicente vereinfachend eine lineare Zunahme der Wärmeleitfähigkeit mit der Tiefe zwischen den Datenpunkten von 1.9 W/(mK) in ca. 75 m Tiefe und 2.7 W/(mK) in ca. 4000 m Tiefe angenommen. Die mittlere Wärmeleitfähigkeit im betrachteten Tiefenintervall der Fm. San Vicente (0-2500 m) beträgt dann 2.14 W/(mK). Für die Fm. Potoco (Tiefenintervall 2500-5300 m) wird der in situ-Wert von 3.2 W/(mK) (Henry and Pollack, 1988) als zutreffend angenommen, da die Änderung der Wärmeleitfähigkeit in diesem Tiefenbereich vergleichsweise gering und die ehemalige Versenkungstiefe der erbohrten Fm. Potoco nicht genau bekannt ist. Die nach der Tiefe gewichtete mittlere Wärmeleitfähigkeit in der gesamten 5300 m mächtigen Sedimentsäule über der Probe beträgt unter diesen Annahmen 2.70 W/(mK).

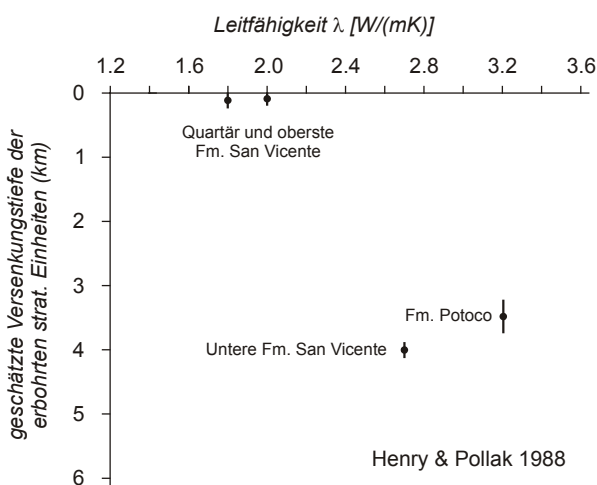


Abb. 8.2: Mittlere Wärmeleitfähigkeiten tertiärer Sedimente an vier Bohrungen im Altiplano von Henry and Pollack (1988). Die Daten sind gegen die geschätzte maximale Versenkungstiefe aufgetragen, die die erbohrten Sedimente erfahren haben. Die vertikalen Linien an den Datenpunkten geben die Teufen der Bohrungen an. Die Wärmeleitfähigkeit nimmt deutlich mit der Versenkungstiefe zu.

Die Porosität hat den größten Einfluss auf die Wärmeleitfähigkeit, da der Leitfähigkeitskontrast zwischen Matrix und Porenmedium (z.B. Wasser: 0.607 W/[mK]) sehr hoch ist. Die Beckenfüllung bei San Cristobal vor 20 Ma hatte eine bestimmte Porositäts- (Wärmeleitfähigkeits-)Verteilung mit der Tiefe. Die Porosität dieser Sedimente ist nicht bekannt. Silva (in prep) bestimmte aus den Daten der Bohrung Vilque eine mittlere in situ-Porosität der Fm. San Vicente von 25% und der tonig-siltigen Fm. Potoco von 9% (Abb. 8.3a). Die Daten stammen aus Teufen von 1-2 km in der Fm. San Vicente, und 3-4 km in der Fm. Potoco, die mit denen des Beckens bei San Cristobal vor 20 Ma vergleichbar sind.

Basierend auf einer breiten Datengrundlage konstruierten Bond and Komniz (1984) empirische minimale und maximale Funktionen der Kompaktion von Quarz-Sandsteinen und Siltsteinen (Abb. 8.3 a). Der Porositätswert von Silva (in prep) für die Siltsteine der Fm. Potoco stimmt gut mit diesen Daten überein, während der Wert für die Fm. San Vicente gegenüber dem für Quarz-Sandsteine erhöht ist, was durch den Konglomerat-Anteil der Fm. San Vicente bedingt sein könnte. Aus den Porositäts/Tiefen-Funktionen von Bond and Komniz (1984) wurden die Wärmeleitfähigkeiten mit Matrix-Wärmeleitfähigkeiten und Korrekturfaktoren für Sand- und Siltsteine wie in Förster et al. (1998) berechnet (Abb. 8.3 b). Als Porenmedium wurde Wasser angenommen, da der Grundwasserspiegel heute in geringer Tiefe liegt, und der untermiozäne Ablagerungsraum mit alluvialen Fächern in relativ aridem Klima dem heutigen ähnlich war. Die so berechneten Leitfähigkeits/Tiefen-Funktionen wurden vereinfachend in drei lineare Intervalle (0-1000 m, 1000-2500 m und 2500-5300 m) zerlegt, und in diesen jeweils die Leitfähigkeit gemittelt. Für die drei Tiefenintervalle wurde das nach der Tiefe gewichtete Mittel für die gesamte Sedimentsäule gebildet. Für die minimalen bzw. maximalen Porositäten von Bond and Komniz (1984) ergeben sich dann mittlere Wärmeleitfähigkeiten von 2.70 bzw. 2.38 W/(mK), oder 2.54 ± 0.16 W/(mK). Unter Verwendung der beiden Porositätswerte von Silva (in prep) erhält man eine mittlere Wärmeleitfähigkeit von 2.58 W/(mK).

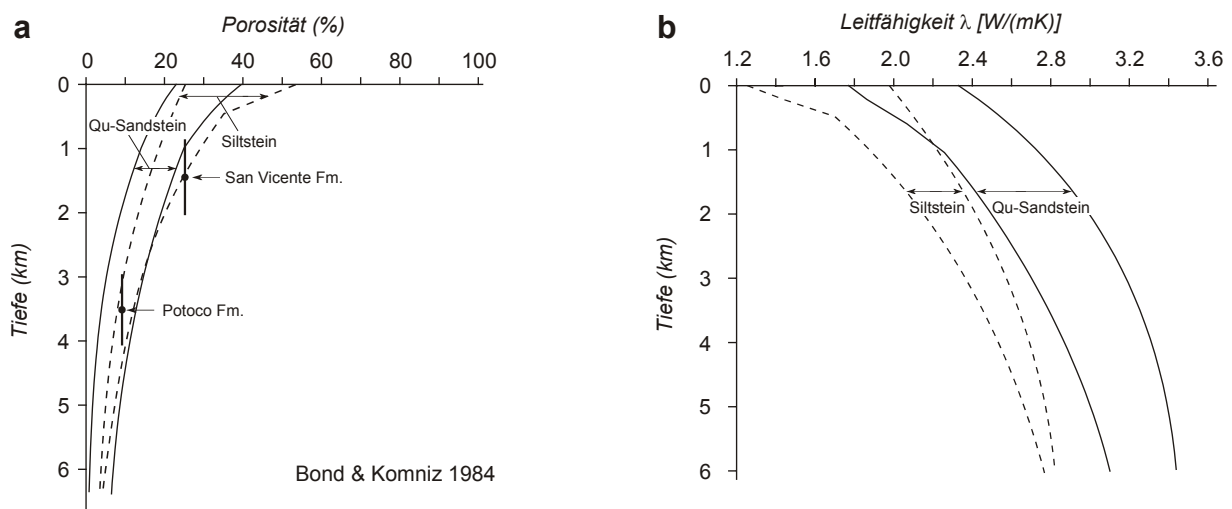


Abb. 8.3 a: Empirische minimale und maximale Porositäts/Tiefen-Funktionen für Quarz-Sandsteine und Siltsteine (Bond and Komniz, 1984). Zum Vergleich sind mittlere in situ-Porositäten dargestellt, die Silva (in prep.) für die Formationen San Vicente (vorwiegend Sandsteine) und Potoco (vorwiegend Siltsteine) aus den Daten der Bohrung Vilque im östlichen Altiplano ermittelte. Die beiden Datenpunkte sind in ihrer ungefähren maximalen Versenkungstiefe (mit Fehlerbalken) eingetragen. b: Die entsprechenden Wärmeleitfähigkeiten wurden mit Matrixleitfähigkeiten von 3.5 W/(mK) für Sandsteine und 3.0 W/(mK) für Siltsteine und Wasser als Porenmedium wie in Förster et al. (1998) berechnet.

Die beiden Abschätzungen der mittleren Wärmeleitfähigkeit für die Sedimentsäule über der Probe ergeben übereinstimmende Ergebnisse. Der auf den Leitfähigkeitsmessungen von Henry and Pollack (1988) an den tertiären Formationen des Altiplano basierende Wert von 2.70 W/(mK) fällt noch in den Wertebereich von 2.38 W/(mK) bis 2.70 W/(mK), der sich aus minimalen und maximalen empirischen Porositätskurven (Bond and Kominz, 1984) errechnet. Das lässt vermuten, dass die tatsächliche mittlere Wärmeleitfähigkeit der Beckensedimente von San Cristobal vor 20 Ma zwischen 2.38 und 2.70 W/(mK) und wahrscheinlich näher dem oberen Grenzwert gelegen hat.

Die Temperatur in dem betreffenden Tiefenbereich hat einen geringeren Einfluss auf die Wärmeleitfähigkeit. So zeigte Springer (1996), dass die Temperatur von 140°C in 5 km Tiefe die Wärmeleitfähigkeit eines Sandsteins um ca. 10% gegenüber dem Wert für Oberflächentemperaturen reduziert, während die Verringerung des Porenvolumens in dieser Tiefe den Wert um ca. 170 % erhöht. Daher erscheint eine Temperaturkorrektur für die vorliegende Fragestellung nicht sinnvoll, da die Unsicherheit der tatsächlichen Porosität weit größer als der Temperatureffekt ist.

8.3 Wärmeflussdichte

Das Produkt aus den Minimalwerten für die Wärmeleitfähigkeit und den thermischen Gradienten ergibt für den zentralen Altiplano im unteren Miozän eine minimale Wärmeflussdichte von 53 mW/m², das Produkt der Maximalwerte eine maximale Wärmeflussdichte von 87 mW/m², und das Produkt der Mittelwerte 68 mW/m². Die heutige Wärmeflussdichte im Altiplano und im magmatischen Bogen der Westkordillere liegt im Mittel bei 100-80 mW/m² (Springer and Förster, 1998). Der Vergleich deutet an, dass im Untermiozän (ca. 20 Ma) der Oberflächenwärmefluss im magmatischen Bogen etwas niedriger als heute war.

8.4 Temperaturfeld durch Beckenmodellierung

Um die Abschätzung des Paläowärmeflusses mit Hilfe der Spaltspurdatering durch eine unabhängige Methode zu überprüfen, wurde das Beckenmodellierungsprogramm *Pre-Drilling-Intelligence* (PDI) angewendet (Gesellschaft für Integrierte Explorationssysteme mbH; IES, 1990). Das Programm PDI berechnet neben der dekomprimierten Subsidenzgeschichte die eindimensionale Entwicklung des Temperaturfeldes, wobei Werte für die Wärmeflussdichte hier Eingabedaten sind. Die mit PDI modellierten Temperaturen am Punkt der Probe AP85 bei 20 Ma sollen mit denen aus der Modellierung der Spaltspurdaten verglichen werden.

Als gesteinspezifische Parameter (Dichte, Porosität, Wärmeleitfähigkeit etc.) wurden die im Programm implementierten Werte verwendet, die auf weltweiten Daten basieren. Das Programm PDI berechnet die Änderung der Wärmeleitfähigkeit mit der Porosität und der Temperatur. Die am Probenpunkt bei 20 Ma modellierte Temperatur wird entscheidend vom vorgegebenen Wärmefluss und von der Mächtigkeit der Fm. San Vicente beeinflusst, die zwischen 2000 m und 3000 m gelegen haben kann (Kap. 8.1). Um möglichst vollständige Kompaktion zum Zeitpunkt der Maximaltemperatur vor 20 Ma zu erzielen, wurde die Fm. San Vicente in vier gleich große Intervalle unterteilt (Abb. 8.4). Variiert wurde neben der Mächtigkeit der Fm. San Vicente nur der Wärmefluss für den Zeitraum von 28-18 Ma. Dadurch wurde ermittelt, welcher Wärmefluss maximal möglich ist, der bei minimaler Mächtigkeit der Fm. San Vicente (2000 m)

die T_{\max} aus der Spaltspur-Modellierung von 170°C im Probenpunkt ergibt, und welcher Wärmefluss mindestens nötig ist, der bei maximaler Mächtigkeit der Fm. San Vicente (3000 m) die T_{\min} der Spaltspur-Modellierung von 145°C erzielt. Modellierungsserien zeigen, dass der maximal mögliche Wärmefluss 60 mW/m^2 (Abb. 8.4 B) und der mindestens nötige Wärmefluss 43 mW/m^2 betragen (Abb. 8.4 A). Das bedeutet, dass PDI einen niedrigeren Wärmefluss von $60\text{--}43 \text{ mW/m}^2$ zulässt, um die aus den Spaltspurdaten der Probe AP85 bestimmte minimale und maximale Temperatur zu erzielen. Es zeigte sich, dass dies dadurch bedingt ist, dass in PDI geringere Wärmeleitfähigkeiten implementiert sind. Als Matrix-Wärmeleitfähigkeit bei Initialporosität und 20°C (bzw. 100°C) sind für Siltsteine 2.14 (2.03) $\text{W}/(\text{mK})$ und für Sandsteine 3.12 (2.64) $\text{W}/(\text{mK})$ voreingestellt. Mit diesen Angaben und den Porositäts/Tiefen-Funktionen von PDI (Abb. 8.5 a) wurden zum Vergleich die Wärmeleitfähigkeiten unter Wassersättigung wie in Förster et al. (1998) berechnet (Abb. 8.5 b). Aus diesen Funktionen ergibt sich für die Sedimentsäule über der Probe (5300m) im San Cristobal-Beckenteil ein tiefengewichtetes Mittel der Leitfähigkeit von $2.30 \text{ W}/(\text{mK})$, also ein deutlich niedrigerer Wert als die auf den Daten von Henry and Pollack (1988) und Bond and Kominz (1984) basierenden (Kap. 8.2). Das von PDI modellierte Temperaturfeld wird entscheidend von diesen niedrigen Wärmeleitfähigkeiten beeinflusst.

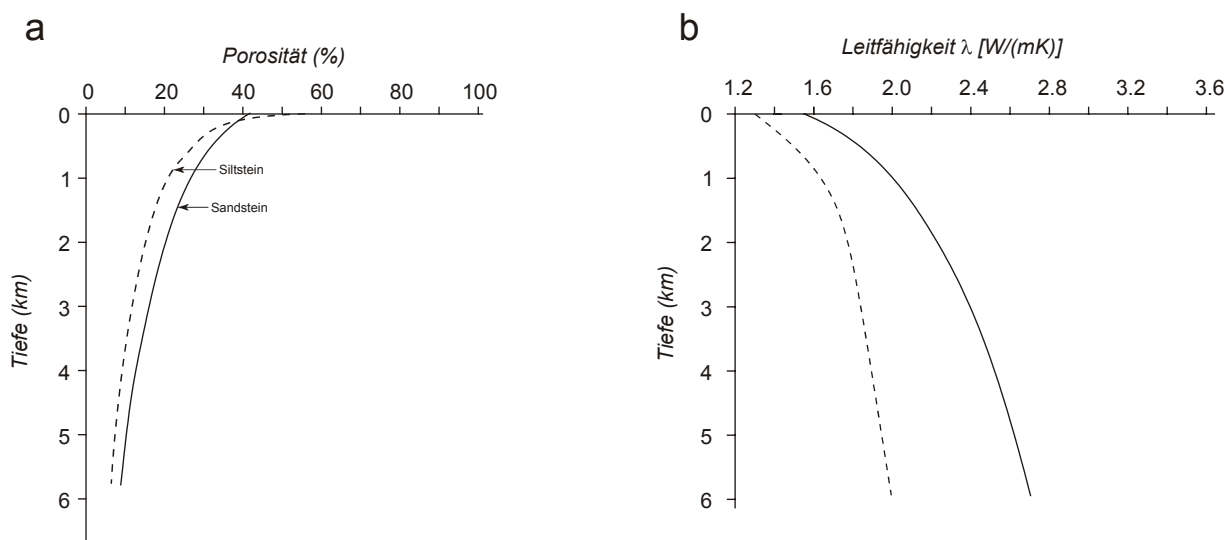


Abb. 8.5: Porositäts/Tiefen-Funktionen für Sand- und Siltsteine, die im Beckenmodellierungsprogramm PDI (IES, 1990) zugrunde gelegt sind (a). Die entsprechenden Wärmeleitfähigkeiten wurden für die in PDI voreingestellten Matrixleitfähigkeiten von $3.12 \text{ W}/(\text{mK})$ für Sandsteine und $2.14 \text{ W}/(\text{mK})$ für Siltsteine und Wasser als Porenmedium wie in Förster et al. (1998) berechnet (b).

8.5 Einfluss von Sedimentation auf die Wärmeflussdichte

Sedimentation und Erosion üben einen vorübergehenden Einfluss auf das Temperaturfeld aus. Die rasche Ablagerung von Sediment mit einer Wärmeleitfähigkeit, die gleich (oder höher) als die des Unterlagers ist, erniedrigt vorübergehend den Temperaturgradienten und damit auch den Oberflächenwärmefluss. In diesem Fall würde der tatsächliche Wärmefluss unterschätzt. Diese Effekte wurden von Deming et al. (1990) durch numerische Modelle quantifiziert. Demnach erniedrigt die Ablagerung von 2 km Sediment

(ohne Kontrast in der Wärmeleitfähigkeit) in 3 Ma den geothermischen Gradienten um ca. 16%. Nach 6 Ma beträgt die Reduzierung noch ca. 4%, und nach 30 Ma ist das thermische Gleichgewicht wieder

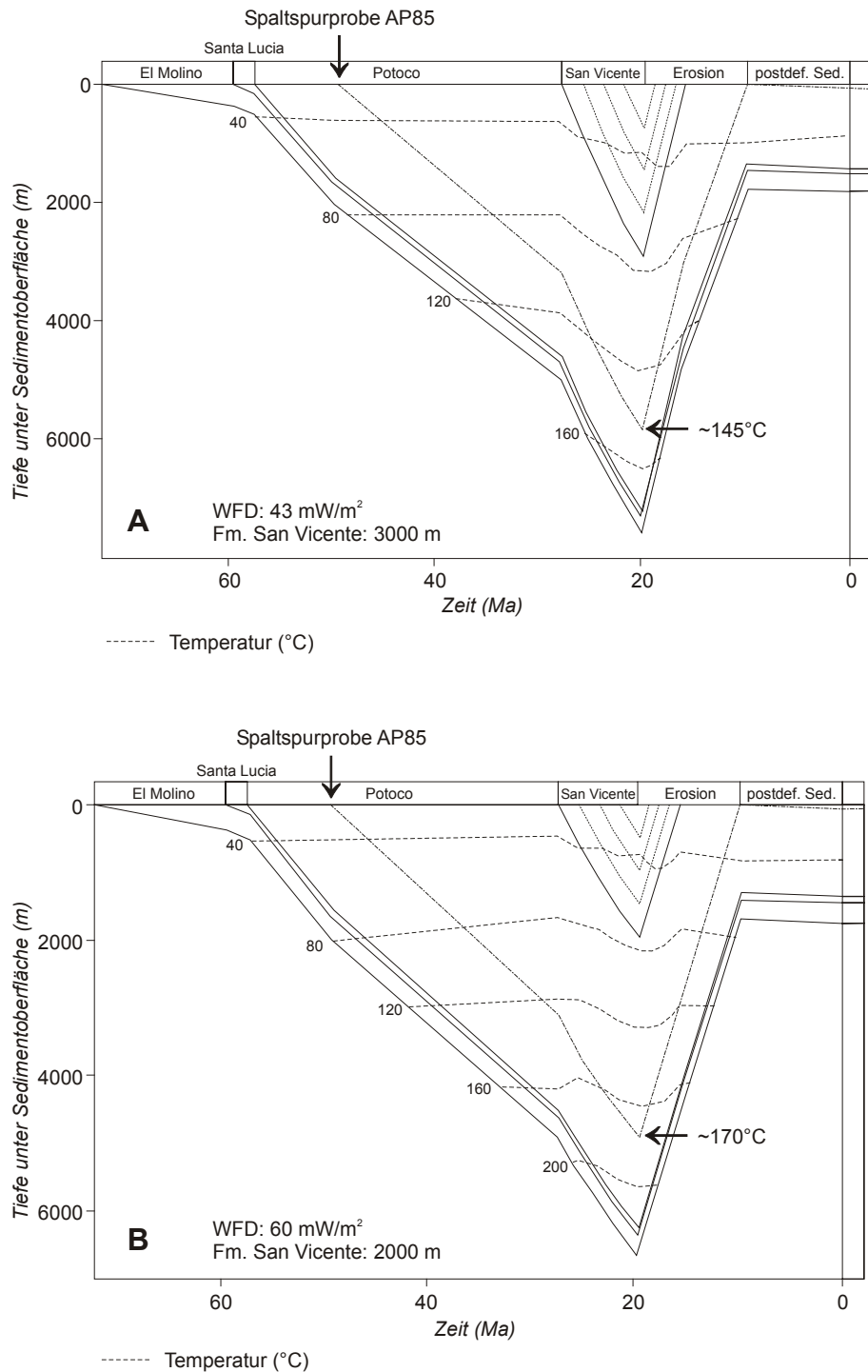


Abb. 8.4: Modellierung des Temperaturfeldes in der dekomprimierten Subsidenzgeschichte des San Cristobal-Beckenteils (zentraler Altiplano, Abb. 7.5) mit dem Programm PDI (IES, 1990). Die Modelle A und B unterscheiden sich in den Vorgaben für die Wärmeflussdichte (WFD, jeweils konstant von 28 bis 18 Ma) und die Mächtigkeit der Fm. San Vicente, alle übrigen Parameter wurden nicht geändert. In Modell A wird in der Tiefe der Probe AP85 bei 20 Ma die Mindesttemperatur der Spaltspurmodellierung erzielt, in Modell B die Maximaltemperatur. Die Fm. San Vicente ist in vier gleich große Zeitschritte unterteilt, damit zum Zeitpunkt des Versenkungsmaximums bei 20 Ma annähernd die tatsächliche Kompaktion gegeben ist.

erreicht. Die Sedimentationsrate im San Cristobal-Beckenteil war sehr wahrscheinlich niedriger als die im Modell von Deming et al. (1990) vorausgesetzten 0.67 mm/a. Die Fm. Potoco wurde von 55 Ma bis 28 Ma mit einer mittleren Rate von 0.15 mm/a abgelagert und hat demnach bei 20 Ma praktisch keinen Einfluss auf den geothermischen Gradienten mehr. Die Ablagerung der Fm. San Vicente mit 0.25 bis 0.38 mm/a wird eine gewisse Reduzierung des geothermischen Gradienten bewirkt haben, die aber deutlich geringer als 16% im Beispiel von Deming et al. (1990) gewesen sein sollte, da die Sedimentationsrate nur halb so groß war und erst seit 28 Ma bestanden hatte. Die Abschätzungen des Wärmeflusses vor 20 Ma (Tab. 8.1) müssten entsprechend um einige Prozent erhöht werden. Wenn ein Sediment mit niedrigerer Wärmeleitfähigkeit als das Unterlager abgelagert wird, erhöht sich der thermische Gradient mit der Folge, dass der tatsächliche Wärmefluss überschätzt würde.

8.6 Diskussion

Die Bestimmung der Oberflächenwärmeflussdichte des Untermiozäns im zentralen Altiplano variiert entscheidend mit der zugrunde gelegten Wärmeleitfähigkeit der Sedimente (Tab. 8.1). Die drei zur Bestimmung dieses kritischen Parameters durchgeführten Ansätze liefern mögliche Wärmeflusswerte zwischen 90 und 40 mW/m². Um den Paläowärmefluss innerhalb dieser breiten Spanne näher eingrenzen zu können, müssten die Wärmeleitfähigkeiten der Sedimente im Beckenteil von San Cristobal bestimmt werden. Zwei Wärmefluss-Bestimmungen liefern Mittelwerte um 70 mW/m² (Tab. 8.1) und deuten an, dass der Wärmefluss im magmatischen Bogen des Untermiozäns etwas geringer war als der heutige Mittelwert von 80-100 mW/m² (Springer and Förster, 1998). Der Maximalwert der Abschätzungen von 87 mW/m² legt nahe, dass ein signifikant höherer Wärmefluss als der rezente für das Untermiozän nicht realistisch ist. Ein deutlich niedrigerer Wärmefluss im Untermiozän hingegen, nahe dem weltweiten Mittelwert auf den Kontinenten von 50 mW/m² (Sclater et al., 1981) ist möglich, sollten die niedrigeren Matrix-Leitfähigkeiten des Programms PDI zutreffend sein. Numerische thermo-mechanische Modelle von Babeyko et al. (2002) ergaben einen Oberflächenwärmefluss um 65 mW/m² vor etwa 20 Ma für das von den Autoren präferierte Modell mit erhöhtem Mantel-Wärmefluss und magmatischer Advektion.

Tab. 8.1: Zusammenfassung der Bestimmungen der Oberflächenwärmeflussdichte im Untermiozän für den zentralen Altiplano anhand der modellierten Maximaltemperatur der Probe AP85 (siehe Abb. 7.8) und die zugrunde gelegten Wärmeleitfähigkeiten basierend auf Daten von Henry and Pollack, 1988 (1), Bond and Kominz, 1984 (2), und IES, 1990 (3).

tiefengewichtete mittlere Wärmeleitfähigkeit der 5300 m mächtigen Überlagerung am Probenpunkt [W/(mK)]	Oberflächenwärmeflussdichte im Untermiozän (zentraler Altiplano) [mW/m ²]
2.70 ⁽¹⁾	61 – 87 (73 +14/-12)
2.38 – 2.70 ⁽²⁾ (2.54 ± 0.16)	53 – 87 (68 +19/-15)
ca. 2.30 ⁽³⁾	ca. 43 – 60