

Abschätzung der Grundwasservorräte im Fluß- und Dünengebiet des Unteren Kuiseb/Namibia

GERHARD SCHMIDT¹ & DIETER PLÖTHNER¹

Hydrogeologie, Grundwasserexploration, Modellrechnungen, fossile Flußtäler, Kuiseb-Fluß, Namibia, Afrika

Die Grundwasserexploration in der Namib-Sandwüste von 1992 bis 1995 hat zu Ergebnissen geführt, welche die hydrogeologische Beschreibung des Grundwassersystems im Dünengebiet südlich des Unteren Kuiseb insgesamt verbessert und in größeren Teilen des Untersuchungsgebietes erst ermöglicht haben. Die Aussichten auf eine mögliche Bewirtschaftung des zumeist in den fossilen Flußtälern des Kuiseb gespeicherten Grundwassers werden auf der Grundlage von Modellrechnungen als ungünstig eingeschätzt. Relativ seltene Schwallabflüsse des aktiven Kuiseb haben einen nur geringen Anteil am Grundwasserzustrom in das Dünengebiet. Modellrechnungen zum Grundwassersystem in den Sedimenten des aktiven Kuiseb führen zu einer quantitativen Bestimmung der gelegentlichen Grundwasserneubildung und zeigen, daß die Bewirtschaftung des Grundwasservorkommens zwischen Swartbank und Rooibank dem Dargebot restriktiv angepaßt werden muß, um eine weitere Überbeanspruchung zu vermeiden.

[Estimating the groundwater reserves in the river and dunes areas along the lower Kuiseb River in Namibia]

Abstract

Exploration for groundwater in the Namib Desert from 1992 to 1995 provided information about the hydrogeology of the dunes area south of the lower Kuiseb River. The model calculations based on this information indicate that the groundwater stored in the fossil river beds of the Kuiseb cannot be viewed as a possible source of water. The rather infrequent flash floods of the present Kuiseb contribute little to the groundwater recharge of the dunes area. Model calculations show that the occasional groundwater recharge along the present Kuiseb River between Swartbank and Rooibank allows only limited withdrawal.

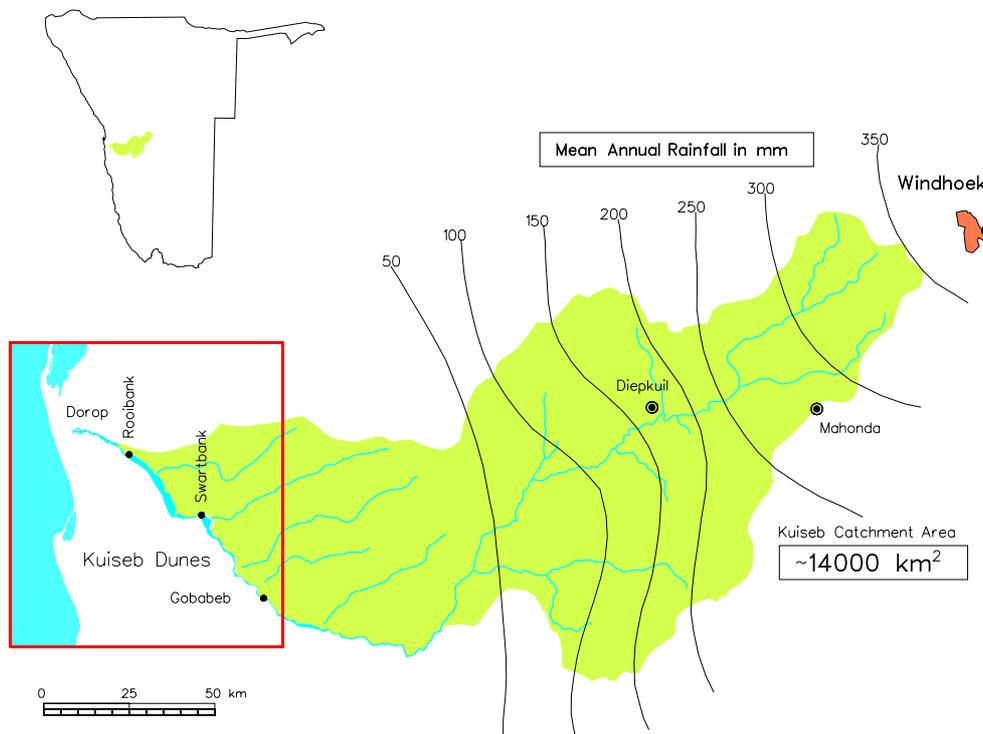


Abb. 1: Lageplan und mittlerer Jahresniederschlag im Einzugsgebiet des Kuiseb-Flusses nach JACOBSON et al. (1995).

Fig. 1: Mean annual precipitation in the catchment area of the Kuiseb River (JACOBSON et al. 1995).

Einführung

Im Rahmen der Technischen Zusammenarbeit mit Namibia wurden von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und dem Department of Water Affairs (DWA) Grundwasserressourcen u. a. in der Namib-Wüste erkundet und quantifiziert. Das Projekt wurde vom Bundesministerium für Wirtschaftliche Zusammenarbeit und Entwicklung (BMZ) und vom Ministry of Agriculture, Water and Rural Development (MAWRD) gefördert.

Die Projektergebnisse beziehen sich sowohl auf den Bereich des aktiven Kuiseb als auch auf das Gebiet der dünenbedeckten fossilen Flußläufe des Kuiseb (Palaeo-Channel).

Die Versorgung der Küstenregion (Walvis Bay, Swakopmund, Arandis, etc.) mit Trinkwasser und mit Brauchwasser für die Fischindustrie

¹ Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
Postfach 510153, 30631 Hannover
e-mail: g.schmidt@bgr.de
d.ploethner@bgr.de

und für die Urankonditionierung (Rössing) wird zu grossen Teilen durch die Entnahme von Grundwasser aus den Sedimenten des Kuiseb-Flusses gewährleistet. Das Grundwasser in den Sedimenten des Unteren Kuiseb (etwa zwischen Swartbank und Dorop, Abb. 1) wird ausschließlich durch gelegentliche Schwallabflüsse (Abb. 2) unterschiedlich stark angereichert. In den vergangenen 15 Jahren haben die insgesamt geringeren Niederschläge im Hochland und die zunehmende Förderung aus den Kuiseb-Wasserwerken zu einem Absinken der Grundwasseroberfläche im Gebiet des Unteren Kuiseb geführt. Die Auswirkungen der Aquiferbeanspruchung zeigen sich durch eine sinkende Produktivität der Brunnen und durch einen Rückgang der Vegetation in der Linienoase entlang des Flußbettes.

Für eine nachhaltige Bewirtschaftung, die auch ökologische Belange berücksichtigen soll, ist es von Bedeutung, die Entwicklung des Grundwassersystems im Unteren Kuiseb als langfristigen dynamischen Prozeß zu verstehen und die Neubildung aus Schwallabflüssen quantifizieren zu können. Abschätzungen, die sich auch auf ein mathematisches Grundwassermodell stützen, sollen die Diskussion über die sehr starken Flutereignisse zu Beginn des Jahres 1997 und über deren Auswirkungen auf das Grundwasser erweitern.

Die Erkundung des Grundwasservorkommens im Kuiseb-Dünengebiet (Abb. 3) wurde mit einer überschlägigen Abschätzung der langfristig förderbaren Grundwassermenge während der Hauptphase des Projektes bis 1995 abgeschlossen. Dazu gehörten auch Absenkprognosen für Teilbereiche des Dünengebietes, in denen die Förderung von Grundwasser aus angenommenen Brunnenfeldern simu-



Abb. 2: Schwallabfluß des Jahres 1985 im Unterlauf des Kuiseb-Flusses (Foto: S. Crerar).

Fig. 2: Flash flood on the lower Kuiseb River in 1985 (Photo: S. Crerar).

liert wurden. Mit den nachträglich durchgeführten Modelluntersuchungen wird das gesamte Untersuchungsgebiet näherungsweise nachgebildet.

Das Einzugsgebiet des Kuiseb-Flusses, das in Abbildung 1 in gelber Farbe dargestellt ist, umfaßt ungefähr 14 000 km² und erstreckt sich vom Khomas-Hochland, westlich von Windhoek mit Höhenlagen von ca. 2 000 m über Meeresspiegel, bis zum küstennahen Dünengürtel entlang des Atlantischen Ozeans. Die Niederschlagsmengen nehmen zur Küste hin ab.



Abb. 3: Kuiseb-Dünengebiet.

Fig. 3: Kuiseb Dunes area.

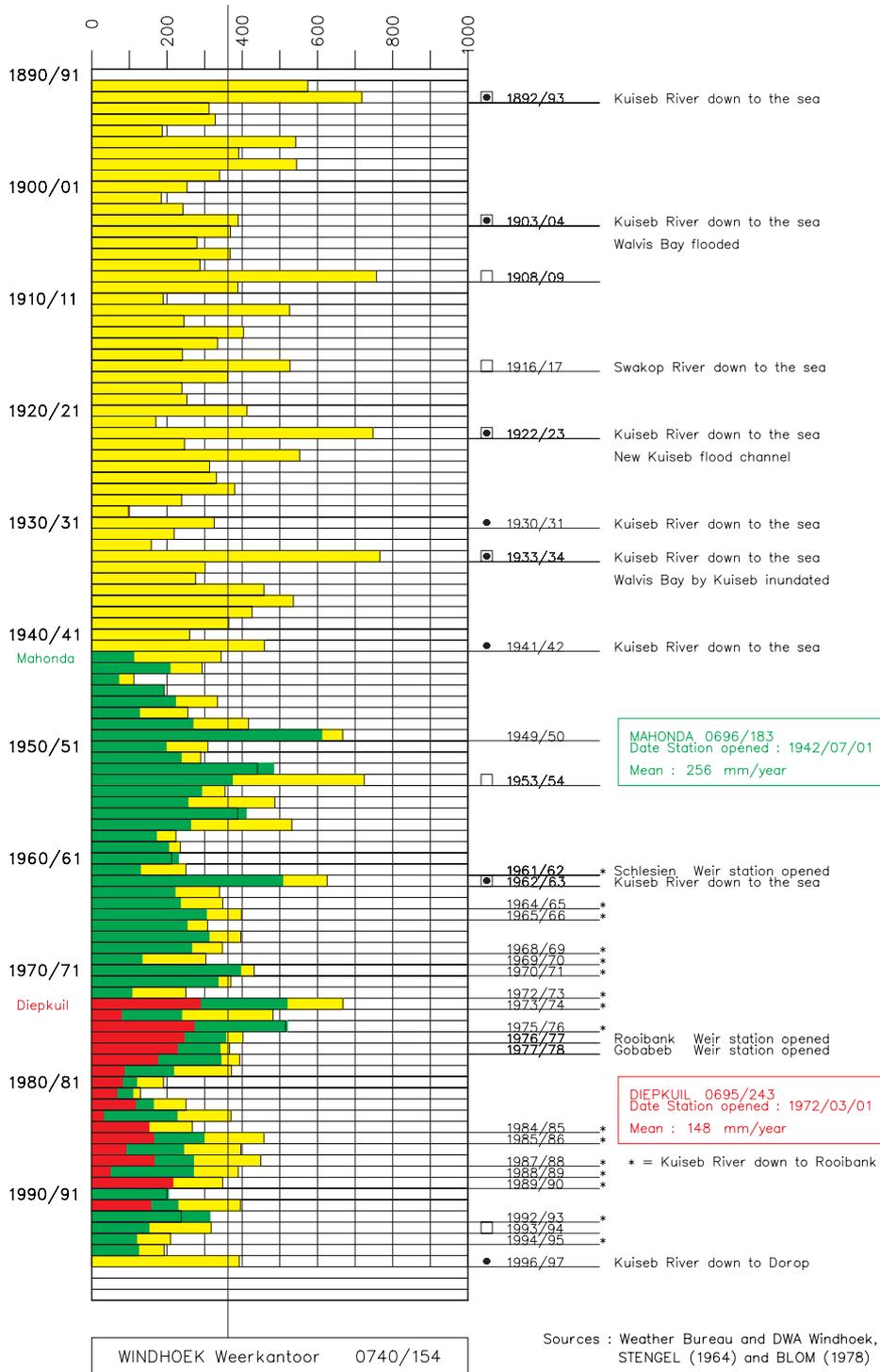


Abb. 4: Jahresniederschläge in Windhoek, Mahonda und Diepkuil und Flutereignisse des Kuisseb und des Swakop (im nördlich angrenzenden Einzugsgebiet).

Fig. 4: Precipitation at Windhoek, Mahonda, and Diepkuil from 1890 to 1997, together with records of runoff in the Kuisseb and Swakop (the catchment area to the north) rivers.

Die langfristigen Aufzeichnungen der Regenfälle (Abb. 4) an den Meßstationen Windhoek, Mahonda und Diepkuil im östlichen Teil des Einzugsgebietes bestätigen das Bild der regionalen Niederschlagsverteilung. Im relativ niederschlagsreichen Hochland beträgt das langfristige Jahresmittel ca. 360 mm. Dieser Wert stützt sich auf Beobachtungen in Windhoek seit 1891.

Die Niederschläge stammen aus den Restmengen feuchter Luftmassen, die vom Indischen Ozean über das südliche Afrika hinweg transportiert werden. In Mahonda sind im Mittel seit 1942 ca. 260 mm/a Niederschlag gefallen; bei der Station Diepkuil (seit 1972) sind es nur noch 150 mm/a. Die jährlichen Niederschläge in der küstennahen Zone, die ca. 100 km breit ist, liegen langfristig deutlich unter 50 mm. Die besondere meteorologische Situation durch das Hochdruckgebiet vor der Küste Namibias und die Auswirkungen des nordwärts gerichteten kalten Benguelastromes bestimmen das Klima großräumig und verhindern im Küstenbereich die Ausbildung von Steigungsregen (LANCASTER, 1989).

In Abhängigkeit von der Intensität der Regenfälle und von der Lage der Niederschlagsgebiete zum Hauptvorfluter kommt es zu Schwallabflüssen, die nach Menge und zeitlichem Verlauf sehr unterschiedlich ausgebildet sein können. Meist führen die Niederschläge nur zu relativ schwachen Fluten, die in günstigen Jahren bis in die Nähe von Rooibank gelangen. Dort versickern sie, noch ehe sie die Küstendünen erreicht haben, im Flußbett. Das gilt ebenso für die Flüsse Tsondab an der Südgrenze des Arbeitsgebietes und Tsauchab ca.

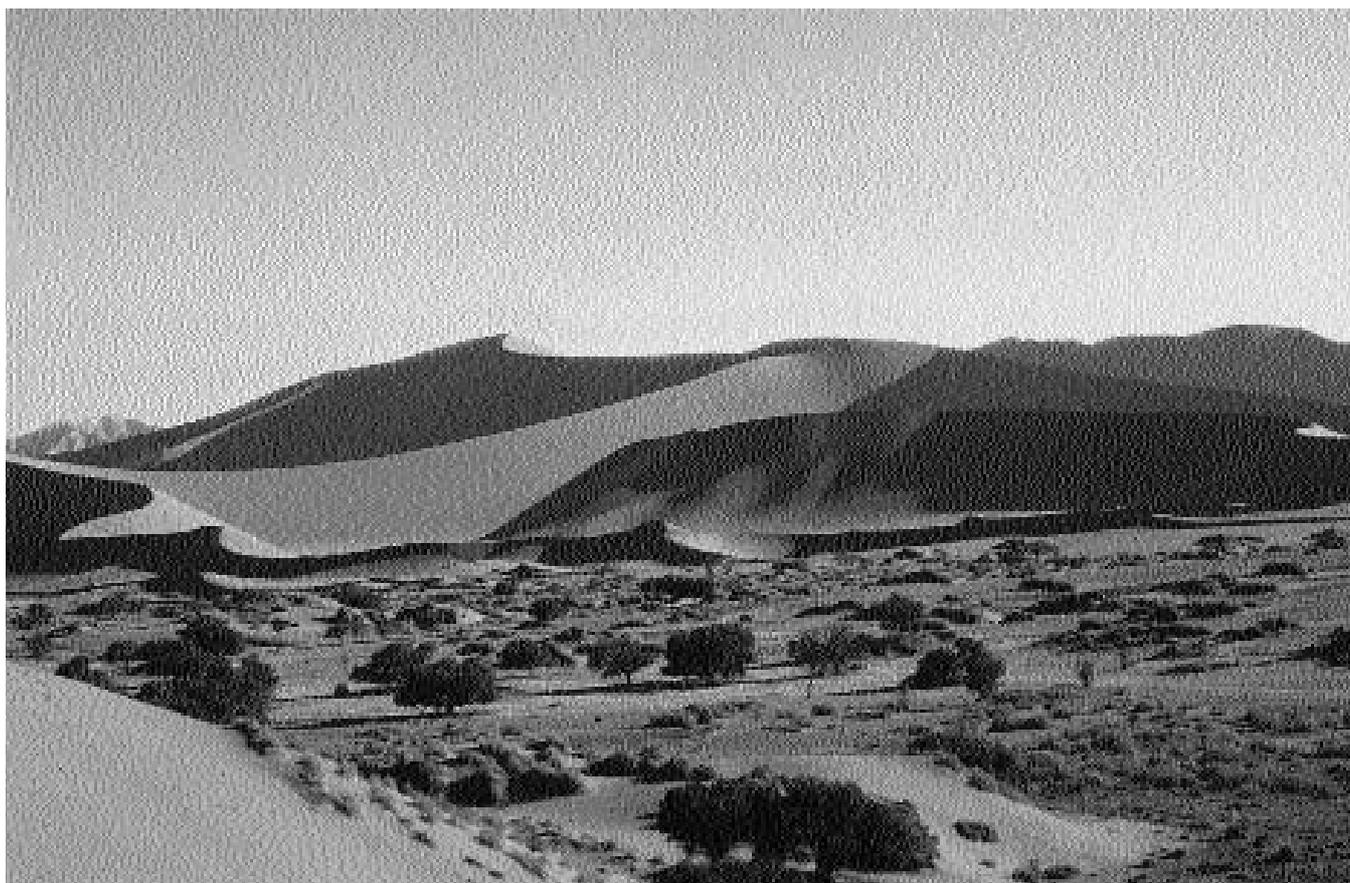


Abb. 5: Der Tsauchab-Fluß versickert im Sossus Vlei. Eine Detailaufnahme aus dem zentralen Teil des Sossus Vleis ist auf dem Titelbild dieses Hefts abgebildet.

Fig. 5: The Tsauchab River infiltrates into the Sossus Vlei. Detail of the Vlei is shown on the front page.

100 km südlich (Abb. 5 und Titelbild). Nur selten kommen die Fluten weiter, zuletzt in der Regensaison 1996/97 als sie bis Dorop reichten, um dort unmittelbar in den Dünenfeldern der Küste zu versickern. Im Abstand von Jahrzehnten allerdings können die erratisch verlaufenden Fluten des Kuiseb den Atlantischen Ozean erreichen. Zu einem derartigen Ereignis ist es zuletzt in der Regensaison 1962/63 gekommen (Abb. 4).

Die Schwallabflüsse, die zum wesentlichen Teil in der östlichen Hälfte des Einzugsgebietes generiert werden, können zu einer Anreicherung des Grundwassers in den Sedimenten im Flußbett des Unteren Kuiseb führen.

Im Gegensatz dazu haben die Niederschläge im Wüstenbereich (Küstennebel und seltene Regenfälle) wegen der hohen Evaporation im hyperariden Milieu keinen Anteil an der Grundwasserneubildung. Sie befriedigen lediglich die Bedürfnisse der angepassten Flora und Fauna.

Relativ geringe Mengen an Flutwasser können an geeigneten Stellen entlang des Flußbettes über die Palaeo-Channel des Kuiseb in die Grundwasserleiter des Dünengebietes eintreten. Potentielle Eintrittskanäle befinden sich im Bereich zwischen Gobabeb und Rooibank und wurden im Rahmen der hydrogeologischen Untersuchungen, die sich auch auf eine großräumige geophysikalische Befliegung stützen, kartiert (SENGPIEL & SIEMON, 1995 und 1997). In

Korrelation mit den Ergebnissen der Explorationsbohrungen zeigt die Interpretation der Hubschrauberelektromagnetik (HEM) mit den Karten der scheinbaren spezifischen Widerstände fossile Verläufe (Palaeo-Channel) des Kuiseb, die sowohl in den Tsondab-Sandstein als auch in das Basement einschneiden.

Die für eine Bewirtschaftung nutzbaren Wassermengen in den schluffigen, lokal halbverfestigten Feinsanden der Palaeo-Channel betragen schätzungsweise 340 Millionen m³ (MCM). Davon sind etwa 100 MCM in ihrer Qualität als Brackwasser einzustufen. Weitere 160 MCM sind im fein- bis mittelkörnigen, halbverfestigten Tsondab-Sandstein gespeichert. Diese Abschätzung mit insgesamt 500 MCM basiert auf angenommenen und bereichsweise gemessenen saturierten Mächtigkeiten von 15 bis 30 m und einem entwässerbaren Porenvolumen von 0,04 bis 0,05 (LENZ et al., 1995).

Prognoserechnungen zur Absenkung der Grundwasseroberfläche zeigen, daß durch die theoretisch angenommene Grundwasserförderung im wesentlichen die Sedimente der Palaeo-Channel entwässert werden. Bei einer jährlichen Entnahme von 5 MCM und nach einer angenommenen Förderdauer von 20 Jahren hat das Wasser aus dem Tsondab-Sandstein nur einen Anteil von ca. 3% an der Fördermenge.



Abb. 6: Lagune Sandwich Harbour mit Ried, das den Austritt von frischem Grundwasser anzeigt.

Fig. 6: Reeds growing on the edge of Sandwich Harbour lagoon, evidence for the seepage of fresh groundwater into the lagoon.

Die hydrogeologische Untersuchung des Kuiseb-Dünengebietes hat sich in etwa auf eine Dreiecksfläche konzentriert, deren Eckpunkte von den Orten Gobabeb und Rooibank und von der Lagune von Sandwich Harbour (Abb. 6 und 7) gebildet werden.

Kuiseb-Flußgebiet

Das Grundwasservorkommen in den sandigen Sedimenten des Unteren Kuiseb wird intensiv für die allgemeine Wasserversorgung genutzt. In der Zeit von 1986 bis 1997 beträgt die jährliche Entnahme im untersuchten Abschnitt zwischen Swartbank und Rooibank im Mittel 4,0 MCM. Weitere 1,0 MCM/a werden seit 1995 aus zusätzlichen Brunnen in Dorop entnommen. Der Förderbetrieb verläuft im allgemeinen nicht ganztägig, sondern wird in Abhängigkeit vom Füllungsgrad der Vorratsbehälter gesteuert. Dabei werden ausgewählte Brunnengruppen abwechselnd beansprucht.

Die Grundwasseroberfläche, die sich seit 1982 allgemein um 2 bis 6 m abgesenkt hat, wird durch regelmäßige manuelle Messungen der Wasserstände beobachtet. Die Dichte des Beobachtungsnetzes reicht aus, um größere Teile des Flußgebietes flächenhaft zu beschreiben. An vier Brunnen

werden die Grundwasserstandsdaten von automatischen Pegelschreibern kontinuierlich registriert. Zwei dieser Brunnen liegen im Modellgebiet des aktiven Kuiseb. Von diesen beiden wurde der Brunnen WW20191, wie auch andere, durch die Flutereignisse im Jahre 1997 zerstört. Der zweite Brunnen (WW20189) liegt in einem zwar hochwassersicheren aber hydraulisch weniger interessanten Gebiet südlich des Flusses. Die Reaktion der Grundwasseroberfläche auf die außergewöhnlichen Flutereignisse im Jahre 1997 zeigt sich an einigen flußnahen Pegeln mit einem Anstieg von bis zu 6 m.

An verschiedenen Stellen des Kuiseb hat das DWA Abflußmeßstellen zur Beobachtung und Quantifizierung der Flutereignisse eingerichtet. Die für den Untersuchungsbereich des Unteren Kuiseb wichtigen Stationen befinden sich bei Gobabeb und Rooibank. Aufzeichnungen zu den Ereignissen, auch mit Angaben zur Flutdauer, sind seit 1961 verfügbar. In der Zeit von 1961 bis 1982 haben die Fluten im Mittel einen Monat lang gedauert. Dabei betragen die Abflußmengen bei Gobabeb 17,6 bzw. 9,5 MCM bei Rooibank. Nach 1982 läßt sich für Gobabeb eine nur noch halb so lange Flutdauer (ca. 14 Tage) und eine Abflußmenge von 9,1 MCM ermitteln. In diesem Zeitraum sind die Abflußmengen bei Rooibank nur in den Jahren 1993 und 1997 von Bedeutung.

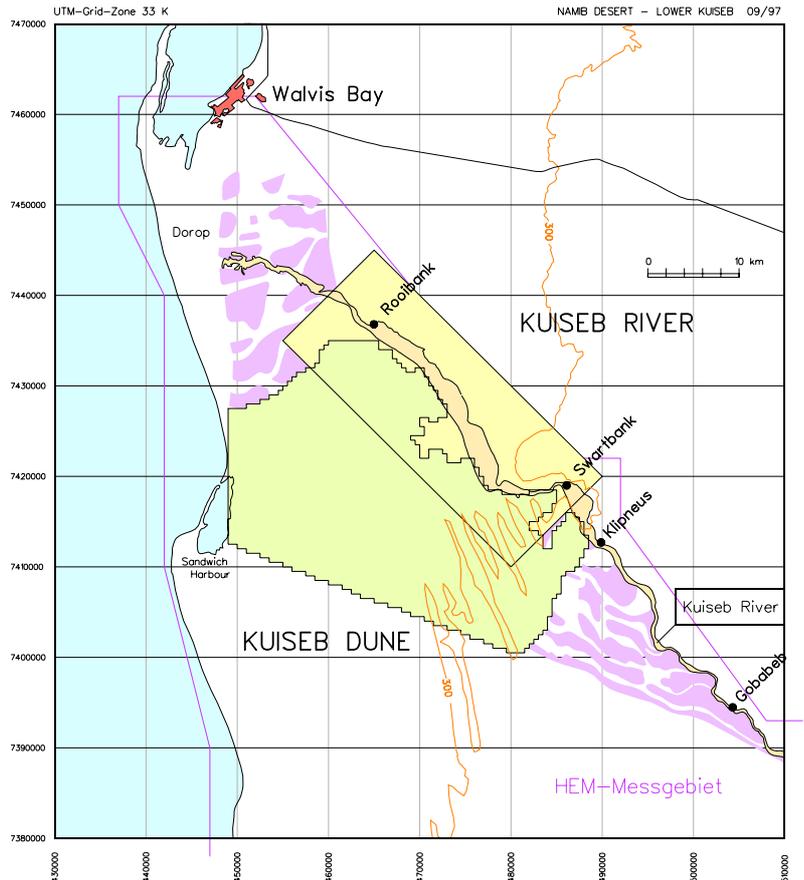


Abb. 7: Lage der Modellgebiete Kuiseb river und Kuiseb Dune.

Violette Linie: Umrandung des Meßgebietes der Hubschrauberelektromagnetik (HEM).

Fig. 7: Locations of the modelled Kuiseb River and Kuiseb Dunes areas.

Violet line outlines the area of the electromagnetic helicopter survey.

Die Messungen an der Abflußmeßstelle Swartbank sind seit 1989 nicht mehr vollständig, weil sich das aktive Flußbett teilweise verlagert bzw. erweitert hat. Die Flutmengen des Jahres 1997 konnten in Rooibank aus technischen Gründen nicht genau bestimmt werden. Die Abflußwerte dieser Station beruhen auf Abschätzungen des Wasserwerkes Rooibank.

Die Quantifizierung der Grundwasserneubildung aus dem Flußwasser zwischen Swartbank und Rooibank basiert auf den Abflußmessungen in Gobabeb und Rooibank, bzw. auf den Flutverlusten Q_L zwischen diesen beiden Stationen. Q_L wird als Maß für die potentielle Sickermenge angesehen. Die zwischen Gobabeb und Swartbank überflutete Fläche läßt sich mit $A_1 = 7,3 \text{ km}^2$ relativ gut abschätzen. Auf Grund des wesentlich breiteren Flußbettes zwischen Swartbank und Rooibank stellt sich die dort überflutbare Fläche A_2 je nach Stärke der Schwallabflüsse ein. Die potentielle Gesamtfläche für Schwallabflüsse zwischen Gobabeb und Rooibank ergibt sich zu $A = A_1 + A_2$.

Mit den Abschätzungen wird unterstellt, daß nur die starken Schwallabflüsse zur lokalen Grundwasserneubildung beitragen. Nach dieser Vereinbarung müssen die Fluten also zumindest bis Rooibank reichen. Die dann möglichen Berechnungen liefern einen unteren Wert für die Grundwasserneubildung und gliedern sich unter weiteren Annahmen in zwei Schritte :

1. Bestimmung der Flutverluste zwischen Swartbank und Rooibank

Die Flutverluste stehen in einem linearen Verhältnis zu den Versickerungsflächen. Damit gilt für die Flutverluste bzw. für die potentiellen Sickermengen Q_S zwischen Swartbank und Rooibank :

$$Q_S = Q_L \times A_2 / (A_1 + A_2)$$

2. Bestimmung der Verluste durch Evaporation

Die Verluste Q_{EV} durch Evaporation hängen von der Größe der Versickerungsfläche A_2 und von der Flutdauer ab. Q_{EV} schließt sowohl die Verdunstung an der freien Wasseroberfläche Q_{EV1} als auch die Verdunstung des Bodenwassers Q_{EV2} ein. Die Verlustmenge Q_{EV1} ergibt sich aus der Verdunstung über die freie Wasseroberfläche während der Flut und aus der Verdunstung über die Oberfläche des vollständig durchnähten Bodens in den Zeiten zwischen einzelnen Flutereignissen zu :

$$Q_{EV1} = A_2 \times E_{pot} \times t_1$$

mit der potentiellen Evaporationsrate E_{pot} und der Gesamtdauer t_1 aller Flutereignisse einer Saison einschließlich

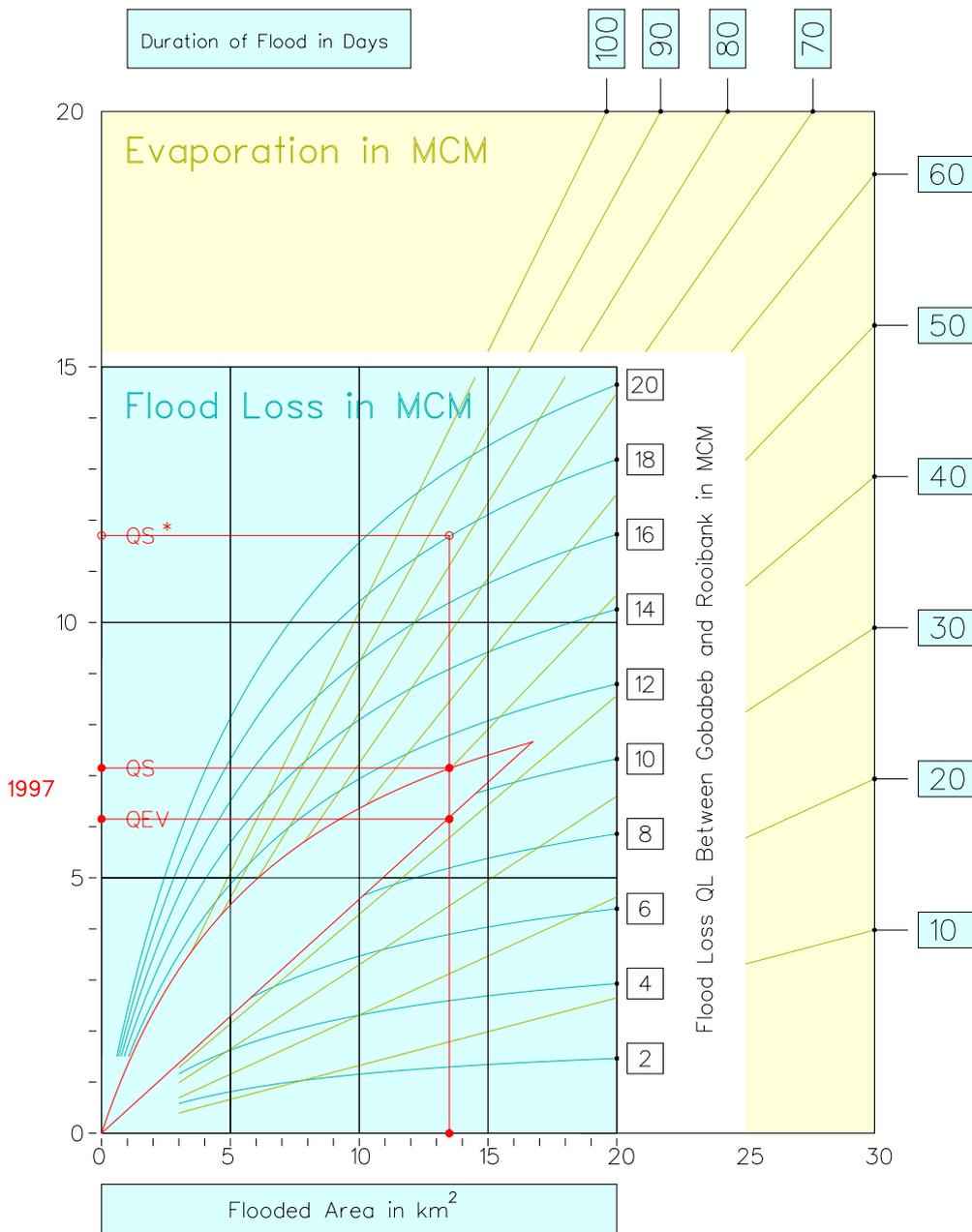


Abb. 8: Grundwasserneubildung aus Flußwasser zwischen Swartbank und Rooibank in Abhängigkeit von Flutverlusten und Evaporation.

Fig. 8: Groundwater recharge from river water between Swartbank and Rooibank as a function of the difference in discharge amounts and evaporation.

der flutfreien Zeit. Die potentielle Evaporation beträgt nach BLOM (1978) bei Gobabeb $E_{\text{pot}} = 9,8 \times 10^{-3}$ m/d (bzw. 3,56 m/a). Die Schwallabflüsse können große Teile des Flußbettes überfluten, und die für die Verdunstung und Versickerung maßgebliche Fläche A_2 kann ca. 13,5 km² groß sein.

$Q_{\text{EV}2}$ berücksichtigt als konstanter Anteil näherungsweise die Verdunstung des Bodenwassers nach Ende der Flutsaison. In dieser Phase, die mit $t_2 = 10$ Tagen als relativ kurz eingeschätzt wird, wirkt eine angenommene mittlere Verdunstung von $0,35 \times E_{\text{pot}}$:

$$Q_{\text{EV}2} = A_2 \times 0,35 \times E_{\text{pot}} \times t_2$$

Die Gesamtverluste durch Evaporation ergeben sich somit zu:

$$Q_{\text{EV}} = Q_{\text{EV}1} + Q_{\text{EV}2} = A_2 \times E_{\text{pot}} \times (t_1 + 3,5)$$

In diesem Ansatz hat $Q_{\text{EV}1}$ den dominanten Anteil an den Verdunstungsverlusten, der im Vergleich mit $Q_{\text{EV}2}$ mit zunehmender Flutdauer noch an Gewicht gewinnt.

Die berechneten Flutverluste Q_S (zwischen Swartbank und Rooibank) und die Verluste aus der Evaporation Q_{EV} sind für typische Werte der Flutdauer und der Versickerungsflächen in Abb. 8 dargestellt. Das Beispiel berücksichtigt die Ereignisse im Jahre 1997. Bei einer Flutdauer von insgesamt 43 Tagen beträgt der Flutverlust Q_L zwischen Goba-

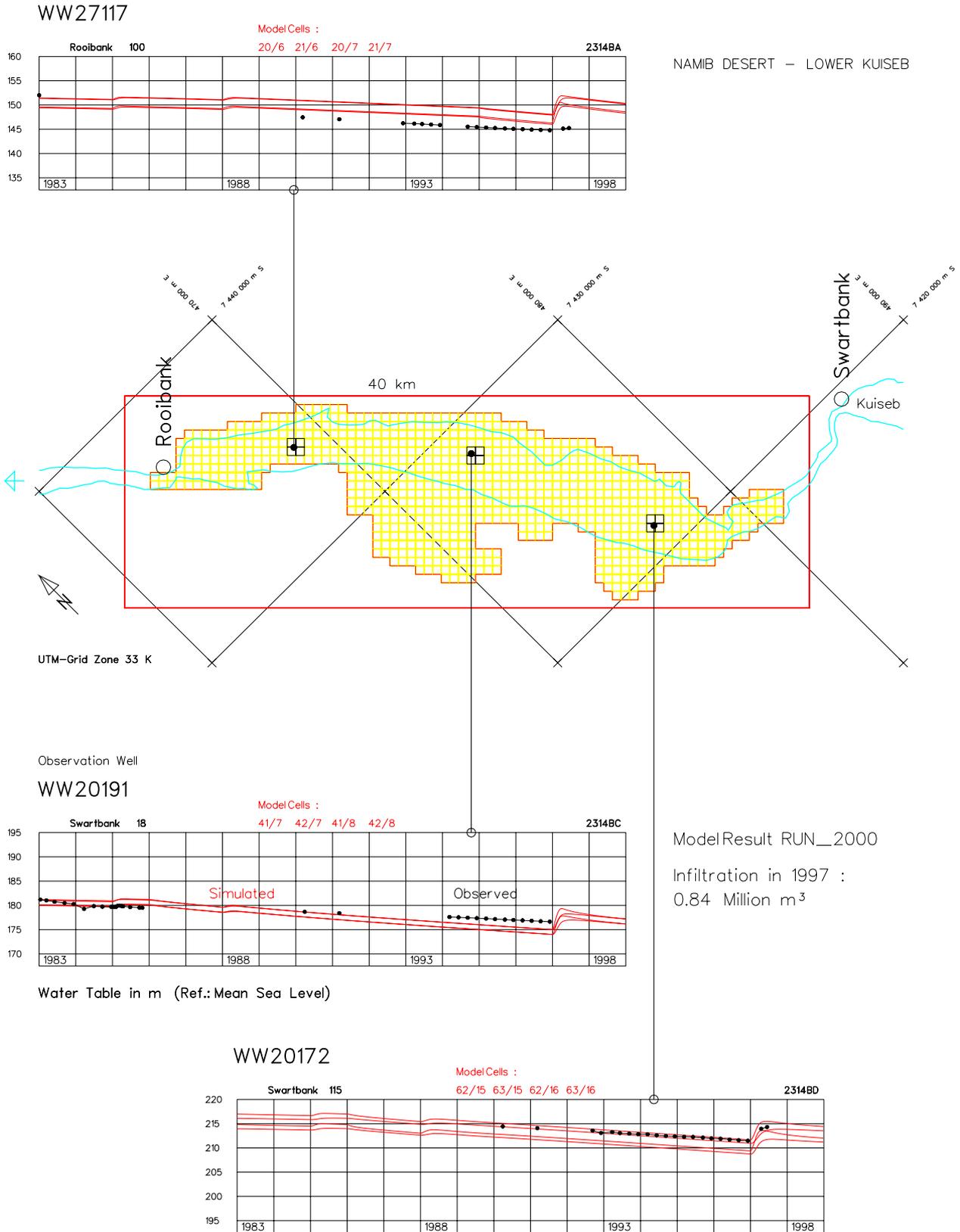


Abb. 9: Vergleich beobachteter und berechneter Grundwasserhöhen.

Fig. 9: Comparison of observed and calculated groundwater levels.

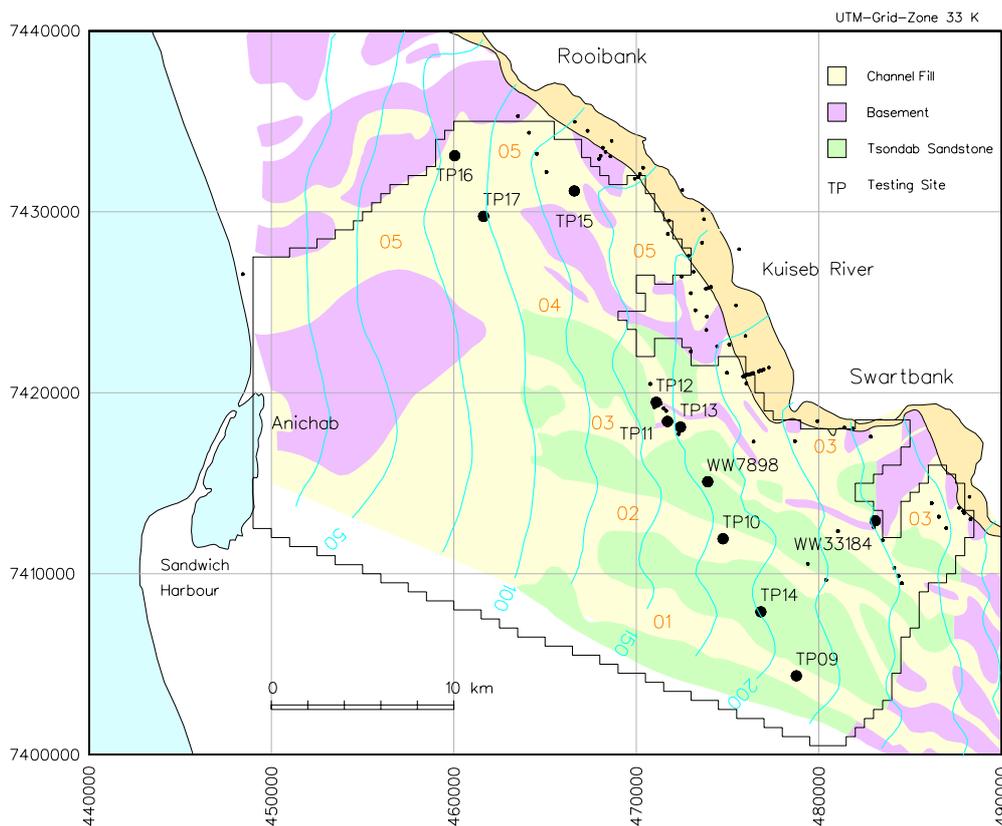


Abb. 10: Generalisierte hydrogeologische Situation nach LENZ et al. (1995): Verbreitung des Tsondab-Sandsteins, des Basements und der Palaeo-Channel-Sedimente.

Fig. 10: General hydrogeological situation (after LENZ et al. 1995): Distribution of the Tsondab Sandstone, the basement and the paleochannel sediments.

beb und Rooibank ca. 11 MCM. Mit diesen Vorgaben und bei einer angenommenen Fläche von 13,5 km² lassen sich die potentielle Sickermenge Q_S und die Verdunstung Q_{EV} mit 7,2 bzw. 6,2 MCM berechnen. Als Differenz aus beiden Werten beträgt die Grundwasserneubildung somit $Q_N = 1,0$ MCM. Diese Menge liegt deutlich unter den optimistischen Schätzwerten, die für 1997 eine Neubildungsmenge von über 5 MCM vermuten.

Nach dem hier benutzten Ansatz könnte eine solche Menge nur bei einem Flutverlust Q_L von mindestens 18 MCM erreicht worden sein.

An diesem Beispiel wird auch deutlich, daß zur Präzisierung der Ergebnisse besser gesicherte Informationen erforderlich sind. Eine Verbesserung dieser einfachen Methode ließe sich u. a. durch genauere Beobachtungen der Flutereignisse und der Infiltrationsflächen erreichen. Mit der Datenerhebung müßten umfangreiche bodenkundliche Studien einhergehen, die möglicherweise die Verdunstungsverluste (z. B. von Q_{EV2}) anders bewerten würden.

Um die Größenordnung der möglichen Grundwasserneubildung zu bestimmen, werden die Auswirkungen der Schwallabflüsse auf das Grundwassersystem mit Hilfe von Modellrechnungen untersucht (MUNJO, 1998). Zur Simulation der zweidimensional-horizontalen Grundwasserbewegung im geringmächtigen Grundwasserleiter wird das Programmpaket ASM (KINZELBACH & RAUSCH, 1995) benutzt und die Modellfläche von ca. 98 km² durch ein quadratisches Netzwerk mit einem Gitterabstand von 350 m in 802 aktive Modellzellen gegliedert (Abb. 9). Die Auströmseite

des Modelles bei Rooibank wird durch konstant gehaltene Höhen mit $H = 110$ m (bezogen auf Meeresspiegel) nachgebildet. Eine aus dem Gradienten und der Transmissivität berechnete und im Modell als konstant angenommene Grundwassermenge von jährlich 4,0 MCM dient der Simulation des Modellzustromes bei Swartbank. Geringe Grundwassermengen von 0,07 bzw. 0,12 MCM strömen in die Palaeo-Channel 05 und 03 im Dünengebiet (Abb. 10).

An die Berechnung eines quasi stationären Anfangszustandes, der als repräsentativ für die hydraulische Situation bis Ende 1982 angesehen wird, schließt sich die zeitabhängige Simulation der Grundwasserbewegung für den Zeitraum von 1983 bis 1998 an. Die im Modell angenommenen und im Laufe der Kalibrierung modifizierten hydraulischen Parameter korrelieren eng mit den Ergebnissen der Grundwassererkundung im Kuiseb-Flußgebiet nach BLOM (1978) und mit den später durchgeführten Modellberechnungen von VAN RENSBURG (1992).

Unter Berücksichtigung der tatsächlichen Entnahmen seit 1986 werden zusätzlich die Flutereignisse zu Beginn der Jahre 1985, 1988 und 1997 durch die Annahme von Infiltrationsraten simuliert. Die relativ schwachen Flutereignisse der Jahre 1985 und 1988 bewirken demnach eine Einspeisung von jeweils 0,1 MCM Oberflächenwasser in den Grundwasserleiter. Auch als Folge der Flutereignisse im Jahre 1997 werden im Modell nur 0,84 MCM eingespeist. Diese simulierte Infiltrationsmenge steht mit der aus Flut- und Evaporationsverlusten abgeschätzten Grundwasserneubildung von ca. 1 MCM in guter Übereinstimmung. Der Vergleich zwischen den beobachteten Grund-

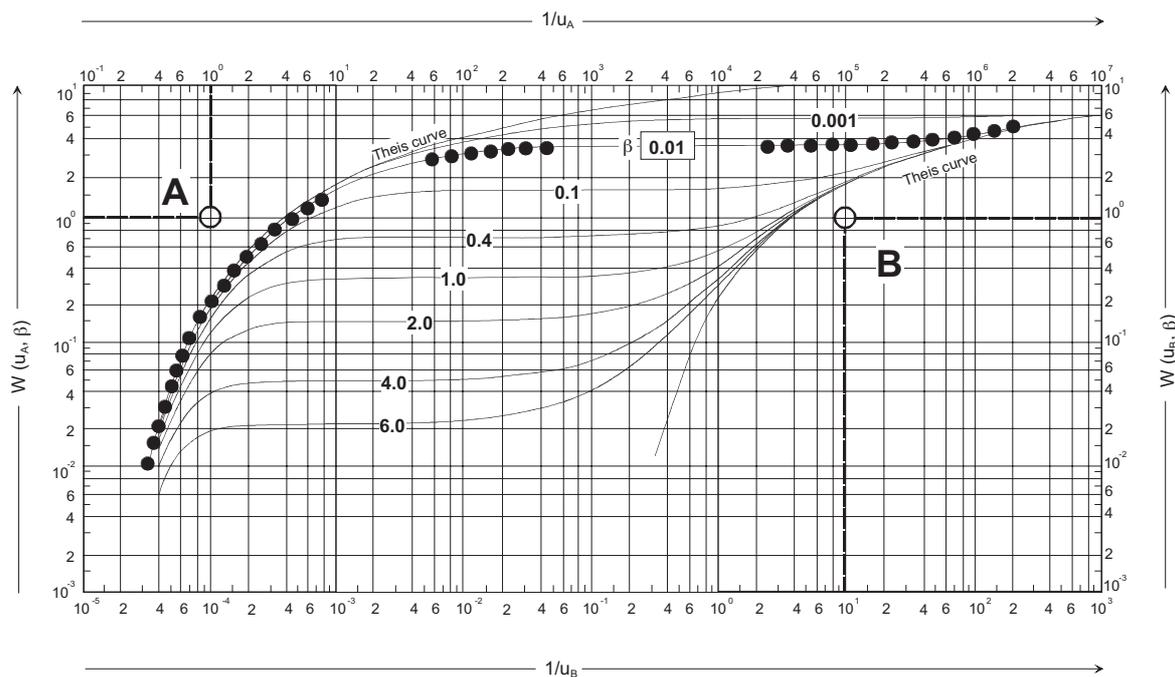


Abb. 11: Beispiel zur Auswertung der Pumpversuchsdaten nach der Methode von NEUMAN (1972).

Fig. 11: Example of the evaluation of pumping test data using the NEUMAN method (1972).

wasserhöhen und den berechneten Höhen in korrespondierenden Modellzellen in Abb. 9 zeigt die zur Zeit bestmögliche Annäherung an die natürlichen Vorgänge.

Modellrechnungen mit angenommenen höheren Infiltrationsraten für 1997 führen zu einem unrealistisch hohen und mit den Beobachtungen nicht vergleichbaren Anstieg des Grundwasserspiegels.

Im Hinblick auf die im Modell angenommenen hydraulischen Parameter und unter Voraussetzung der grundsätzlichen Gültigkeit des Modellansatzes kann die Größenordnung der Neubildungsraten eingegrenzt werden. Durch die Flutereignisse im Jahre 1997 wurde maximal eine Million m³ an Grundwasser neugebildet. Abschätzungen, die über diesen Betrag deutlich hinausgehen, sind als unrealistisch zu bewerten.

Eine langfristig verbesserte Bestimmung der Neubildungsraten aus den Schwallabflüssen kann nur durch eine weiterhin noch stärker zu verfeinernde Beobachtung und Interpretation der Abfluß- und Grundwasserstandsdaten und durch die Einbindung von Studien zur ungesättigten Bodenzone erreicht werden. Mit diesen Maßnahmen ließe sich mit Sicherheit langfristig eine Feinbilanzierung erreichen, die allerdings mit einem hohem Aufwand verbunden wäre. Wasserwirtschaftliche Prognosen lassen sich daraus nicht ableiten, da die Entwicklung der Niederschläge nicht bekannt ist. Sehr wahrscheinlich ist mit den bisher erreichten Ergebnissen das Grundwassersystem unter Berücksichtigung wasserwirtschaftlicher Aspekte und im Rahmen der aktuellen Notwendigkeiten einer Quantifizierung hinreichend gut beschrieben.

Kuiseb-Dünengebiet

Die Ergebnisse der hydrogeologischen Untersuchungen (Abb. 8) haben u. a. die räumliche Abgrenzung des Grundwassersystems ermöglicht. Der südlich der Linie Gobabeb bis Sandwich Harbour (südlicher Modellrand) verbreitete Tsondeb-Sandstein liegt höher als der im Hauptuntersuchungsgebiet. Testbohrungen haben westlich von Gobabeb und südlich des Palaeo-Channels 01 keine Wasserführung angezeigt. Die nordwestliche Begrenzung des Untersuchungsgebietes verläuft entlang des Palaeo-Channels 05, in dem eine nur sehr geringe Wasserführung erkundet wurde (Explorationsbohrungen TP15 bis TP17).

Die Grundwasseroberfläche, die in einigen Bereichen der Palaeo-Channel und in Nähe des aktiven Kuiseb durch Wasserstandsmessungen bestimmt werden konnte, ist als das momentane Abbild einer stetigen natürlichen Entwässerung zu verstehen, die sich auf Grund der geringen Durchlässigkeiten des hydraulischen Milieus vermutlich nur sehr langsam vollzieht. Die relativ hohen ¹⁴C-Wasseralter nach PLÖTHNER (1998) belegen, daß das Grundwasser im Palaeo-Channel 01 bzw. 05 vor ca. 4 000 Jahren (durch die Infiltration von Flußwasser) gebildet wurde. Der Nachweis auch deutlich geringerer ¹⁴C-Wasseralter im Bereich der Palaeo-Channels 02 bis 05 (wenige hundert bis 2 400 Jahre) läßt den Schluß zu, daß mit den Flutwellen des Kuiseb Oberflächenwasser in das Grundwassersystem eindringen kann. Potentielle Eintrittsstellen sind die Anschlüsse der Palaeo-Channel an den aktiven Kuiseb insbesondere im Bereich des Palaeo-Channel 03 westlich von Swartbank. Grundwasseraustritte sind, wie an zahlreichen

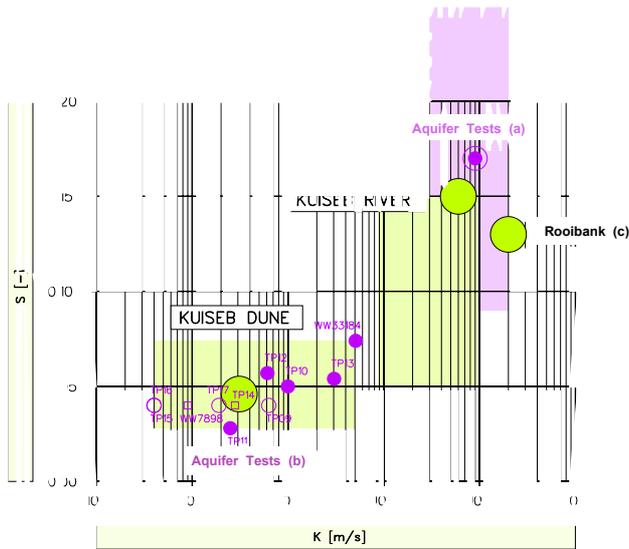


Abb. 12: Hydraulische Durchlässigkeit K und Speicherkoeffizient S im Vergleich zu den Ergebnissen aus Pumpversuchsauswertungen von BLOM (a) und BGR/DWA (b) und aus Modellrechnungen von VAN RENSBURG (c). Lage der Brunnen siehe Abb.10 .

Fig. 12: Hydraulic conductivity K and storage coefficients S derived from pumping test data from Blom (a) and BGR/DWA (b) and from model calculations by VAN RENSBURG (c); see Fig. 6 for locations of the wells.

Stellen der gesamten Küste, auch entlang der Lagune von Sandwich Harbour (z. B. bei Anichab, Abb. 6) bekannt. Die Mengen konnten bisher jedoch nicht direkt quantifiziert werden. Eine flächenhafte Grundwasserneubildung im Kuiseb-Dünengebiet aus Niederschlägen in heutigen und früheren Zeiten kann ausgeschlossen werden. Die Grundwasserströme der Palaeo-Channel lassen sich aus den relevanten hydraulischen Gradienten und Durchlässigkeiten abschätzen. Die für die Simulation erforderlichen und entlang der Modellränder angenommenen Einstrommengen sind mit insgesamt 0,42 MCM/a relativ klein.

Das Modellgebiet deckt das Untersuchungsgebiet weitgehend ab, wobei jedoch der östliche Teil mit den in das Basement eingeschnittenen Palaeo-Channels unberück-

sichtigt bleibt. Das zweidimensional-horizontale Strömungsmodell, das sich in seiner Anwendung ebenfalls auf das Programmpaket ASM stützt, besteht aus 3108 aktiven, quadratischen Zellen mit einer Kantenlänge von 500 m. Somit beträgt die gesamte Modellfläche 777 km². Unter der Dünenabdeckung sind die Sedimente der Palaeo-Channel in ca. 60% dieser Fläche vertreten, 30% der Fläche entfallen auf den Tsondab-Sandstein. Die restlichen 10% der Modellfläche repräsentieren Gebiete des Basements, das zwar ebenfalls zum größten Teil von Dünen bedeckt aber weder von den Channel-Sedimenten noch vom Tsondab-Sandstein überlagert ist. Die erforderlichen hydraulischen Parameter zur Beschreibung der Grundwasserströmung in den Sedimenten der Palaeo-Channel und im Tsondab-Sandstein (ein Test) stützen sich auf die Ergebnisse aus 11 hydraulischen Tests, die im Kuiseb-Dünengebiet mit hohem logistischen Aufwand durchgeführt wurden. An fünf Stellen sind in der Nähe des Förderbrunnens Beobachtungspiegel vorhanden, so daß dort neben der hydraulischen Durchlässigkeit K auch der Speicherkoeffizient S bestimmt werden konnte. Die Entnahmemengen sind allgemein gering. Die Größenordnung von 100 bis 200 m³/d wurde während der bis zu drei Tage dauernden Testphase nur in hydraulisch günstigen Fällen erreicht. Eine solche Situation ist zum Beispiel im Palaeo-Channel 03 durch vergleichsweise hohe Transmissivitäten gegeben.

Das Grundwassersystem befindet sich in einem ungespannten Zustand und die Auswertung der Aquifertests erfolgt nach der Methode von NEUMAN (1972), die mehrere Phasen berücksichtigt (siehe Abb. 11). Zu Beginn der Entnahme hat sich die Entwässerung der Zone der freien Wasseroberfläche noch nicht eingestellt (Theis-Kurve der ersten Phase A) und der Speicherkoeffizient für das elastische Verhalten des Grundwasserleiters liegt in der Größenordnung von $S_A = 10^{-4}$. Nach einer Übergangsphase, die bereits nach ungefähr einer Stunde beginnt und zwei bis drei Tage andauern kann, ist die Entwässerung vollständig aktiviert (Theis-Kurve der zweiten Phase B). Der aus dieser Phase hergeleitete Speicherkoeffizient liegt

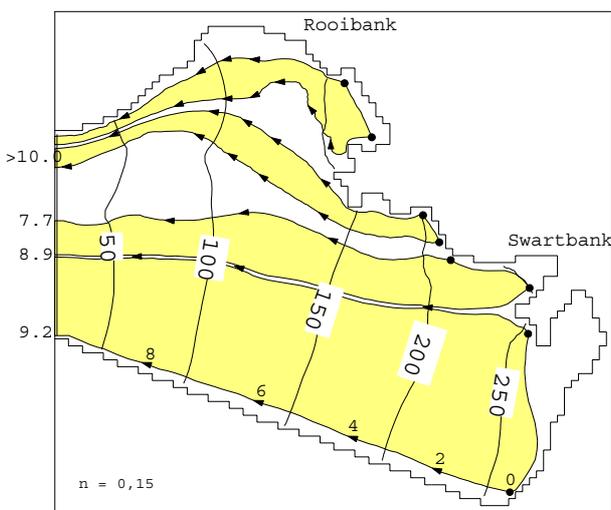


Abb. 13: Berechnete Grundwasseroberfläche in m über Meeresspiegel und Laufzeiten in 10³ Jahren.

Fig. 13: Calculated groundwater table and travel times over a period of 10³ years.

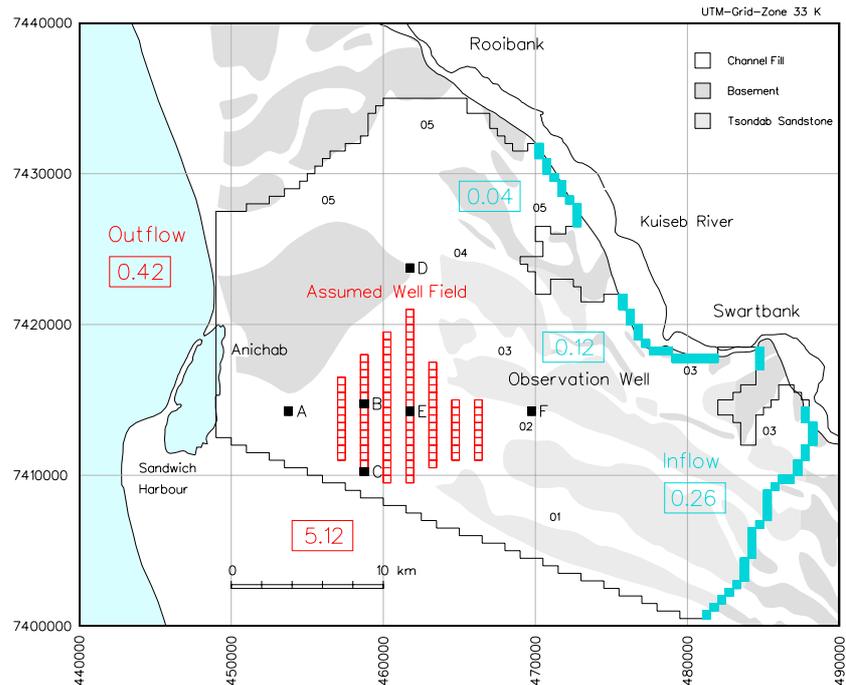


Abb.14: Berechneter Grundwassermengenumsatz in Millionen m³ (MCM)/a und Lage eines angenommenen Brunnenfeldes.
 Fig. 14: Calculated groundwater balance in million m³/a and location of the assumed well field.

im Bereich von $S_B = 0,04$ bis $0,05$ und ist für Prognosemodellrechnungen maßgeblich.

Die Interpretation der Pumpversuchsdaten ergibt für die feinsandigen, teilweise bindigen Sedimente der Palaeo-Channel eine insgesamt geringe hydraulische Durchlässigkeit. Der Mittelwert mit $K = 3,1 \times 10^{-6}$ m/s bzw. $K = 0,3$ m/d wird bei den Modellrechnungen berücksichtigt und führt im wesentlichen zu plausiblen Ergebnissen. Unter Einbeziehung mittlerer saturierter Mächtigkeiten D basiert das Modell auf folgenden Transmissivitäten $K \times D$ für :

| | |
|--------------------------------------|---------------------------|
| Sedimente im Palaeo-Channel, allgem. | : 6 m ² /d |
| Sedimente im Palaeo Channel 05 | : 2 - 5 m ² /d |
| Tsondab Sandstein | : 4 m ² /d |
| Basement | : 0,03 m ² /d |

Im Vergleich dazu sind die Transmissivitäten der Flußsedimente des aktiven Kuiseb deutlich höher anzusetzen. Sie betragen 150 bis 1 600 m²/d und repräsentieren unter der Annahme einer mittleren saturierten Mächtigkeit von 15 m hydraulische Durchlässigkeiten von $K = 10^{-4}$ bis 10^{-3} m/s. Diese Werte sind mit den Ergebnissen aus anderen Untersuchungen vergleichbar (Abb. 12). Bei BLOM (1978) variieren die aus den Pumpversuchsdaten abgeleiteten hydraulischen Parameter für die Durchlässigkeit von

$$K = 3 \times 10^{-4} \text{ bis } 2 \times 10^{-3} \text{ m/s}$$

und für den Speicherkoeffizienten von

$$S = 0,09 \text{ und } S = 0,25.$$

Als gemittelte Beträge werden Werte von

$$K = 9 \times 10^{-4} \text{ m/s bzw. } K = 79 \text{ m/d}$$

und für den Speicherkoeffizienten von

$$S = 0,17$$

angegeben. Die Berechnungen von VAN RENSBURG (1992) mit einem inversen Modell zur Parameterbestimmung für den Grundwasserleiter des aktiven Kuiseb im Gebiet von Rooibank A im Beobachtungszeitraum von 1988 bis 1990 führen zu Werten von

$$K = 2 \times 10^{-3} \text{ m/s bzw. } K = 134 \text{ m/d}$$

und für den Speicherkoeffizienten von

$$S = 0,13.$$

Die natürliche Entwässerung des gesamten Grundwassersystems als ein kontinuierlicher Vorgang kann nicht mit einer einzigen zeitlich geschlossenen Simulation nachgebildet werden. Für eine solche Modellierung fehlen die zeitabhängigen Rand- und Nebenbedingungen sowie entsprechende Kalibrierungsgrößen. In Anbetracht des Zeitmaßstabes der langfristigen Vorgänge wird die derzeitige hydraulische Situation vom Modell als ein quasi stationärer Zustand nachgebildet. Grundwassermengenbilanz und Absenkprognosen zu einem angenommenen Brunnenfeld beziehen sich auf die berechnete Grundwasseroberfläche in Abb. 13. Aus den berechneten Fließgeschwindigkeiten werden Laufzeiten und Strömungspfade für gedachte neutrale Partikel bestimmt, die an den Einströmrändern des Modelles starten. Die angegebenen Laufzeiten ergeben sich bei einer angenommenen mittleren Gesamtporosität von $n=0,15$. Variationen der Porositäten führen zu einer linearen Veränderung der Laufzeiten mit Abnahme bei kleineren und Zunahme bei größeren Porositäten n .

Unter quasi stationären Bedingungen und ohne externe Belastung des Systems durch Entnahmen wird die Grundwassermengenbilanz in Abb. 14 durch die randlichen Zubzw. Abströme bestimmt. Über den östlichen Modellrand mit dem Palaeo-Channel 01 und 02 strömen 0,26 MCM/a in das System ein. Weitere 0,16 MCM/a werden im Übergangsbereich zum aktiven Kuiseb (Palaeo-Channels 03

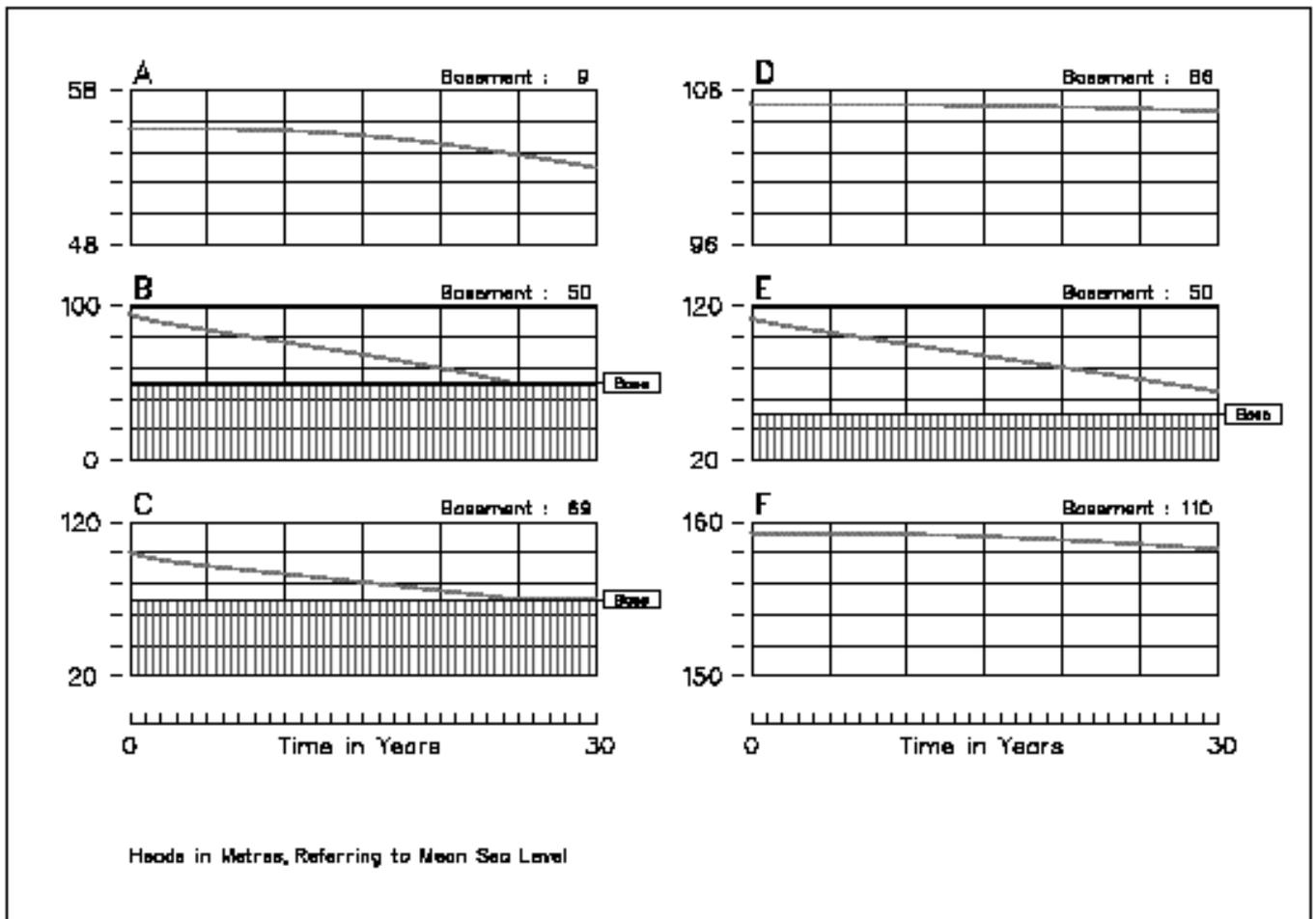


Abb. 15: Absenkungen an den Modell-Beobachtungsbrunnen A bis F. Die Höhenmaßstäbe sind für A, D, F (2 m) und B, C, E (20 m) unterschiedlich gewählt.

Fig. 15: Lowering of the water table in the well A - F; vertical scales differ: A,D,F (2 m), B,C,E (20 m).

und 05) berücksichtigt. Diese Grundwasserströme lassen sich einerseits aus den jeweiligen lokalen Gradienten und Durchlässigkeiten ableiten. Andererseits sind diese Beträge der Zustrommengen bei der Modellkalibrierung erforderlich, um eine Grundwasseroberfläche zu simulieren, die mit der beobachteten gut vergleichbar ist. Die Gesamtmenge von 0,42 MCM/a verläßt das Grundwassersystem über den westlichen Modellrand und fließt in den Atlantik ab. Über den Simulationszeitraum von 30 Jahren betrachtet, sind die Auswirkungen eines gedachten Brunnenfeldes auf den Gesamtstrom gering. Die Abstrommenge von 0,42 MCM/a verringert sich bei einer jährlichen Grundwasserentnahme von 5,12 MCM nach 30 Jahren auf etwa 0,40 MCM/a, also um ca. 5%.

Die Simulation des gedachten Brunnenfeldes (Abb. 13) stützt sich auf die Modellergebnisse von SCHMIDT (1995), die für Teilbereiche der Palaeo-Channel 01, 02 und 03 erzielt wurden. Auf Grund der ungünstigen hydraulischen Bedingungen, die sich durch kleine Durchlässigkeiten auszeichnen, sind die täglichen Entnahmeraten pro Brunnen auf etwa 140 m³ beschränkt. Um bei den relativ geringen saturierten Mächtigkeiten zu große Brunnenabsenkungen zu vermeiden und dennoch eine Mindestmenge von ca. 5 MCM/a entnehmen zu können, wird das gedachte Brun-

nenfeld durch 100 Modellzellen nachgebildet. Diese Zellen repräsentieren entsprechend viele Einzelbrunnen oder eine insgesamt 50 km lange Horizontaldränage mit einer täglichen Zuströmrage von ca. 0,28 m³ pro m Stranglänge. Die zeitliche Entwicklung der Grundwasserabsenkung ist beispielhaft an den Modell-Beobachtungsbrunnen A - F in Abb. 15 dargestellt. Die simulierten Absenkungen sind als mittlere Werte innerhalb einer Modellzelle mit der Fläche von 500 × 500 m zu verstehen. Nach ca. 25 Jahren erreichen die Absenkungen im Zentrum (B) und am südlichen Rand (C) des Brunnenfeldes die Basis des Grundwasserleiters. Zur Aufrechterhaltung des Förderbetriebes müßte die Grundwasserentnahme nach 20 Jahren auf 4,5 MCM/a und nach 25 Jahren auf 3,8 MCM/a reduziert werden. Die zeitliche Entwicklung des Absenktrichters ist in Abb. 16 dargestellt.

Schlußfolgerungen

Die Prognoserechnungen zu dem angenommenen Brunnenfeld führen zu Absenkungen, die sich in etwa bei Installation eines horizontalen Drainagesystems einstellen würden. Die Betriebsdauer beträgt im günstigsten Fall 20 bis 30 Jahre. Bei konventioneller Entnahme des Grund-

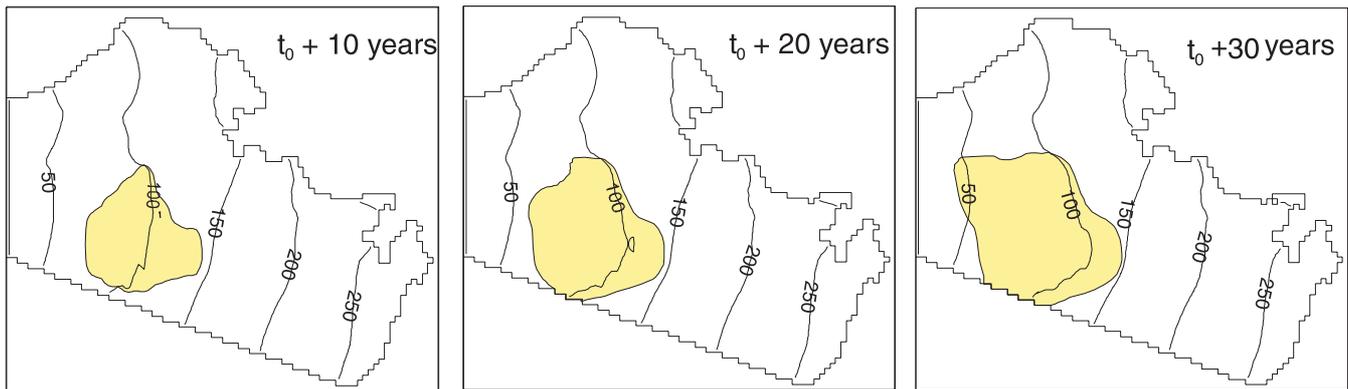


Abb. 16: Entwicklung der Grundwasseroberfläche nach 10, 20 und 30 Jahren bei einer Grundwasserentnahme von 5,12 MCM/a. Die Absenkungen innerhalb der farbig angelegten Flächen sind größer als 5 m. Bezogen auf diese Mindestabsenkung würden in Zukunft mit fortschreitender Ausdehnung des regionalen Absenkungstrichters ca. 100 km² des Kuiseb-Dünengebietes beeinflusst.

Fig. 16: Changes in the groundwater table after 10, 20 and 30 years with a groundwater abstraction rate of about 5.12 MCM/a. The lowering within the colored areas is more than 5 m. Assuming a minimum lowering of 5 m, the cone of depression would progressively expand to about 100 km² of the Kuiseb Dunes area.

wassers mit einzelnen Förderbrunnen wäre zur Vermeidung großer Brunnenabsenkungen eine sehr große Anzahl von Brunnen mit jeweils sehr geringen Förderleistungen erforderlich. Die Modellrechnungen für die Palaeo-Channels 01 bis 03 liefern Ergebnisse, die eine effektive wirtschaftliche Nutzung nicht zulassen. Auch das im südwestlichen Bereich des Dünengebietes simulierte und von seiner Fläche als relativ groß anzusehende Brunnenfeld wird als überwiegend ungünstig beurteilt. Es liegt im bereits als brackig nachgewiesenen Abstrom des Palaeo-Channel 01 und hat die größte Entfernung zu den vorhandenen Infrastrukturen mit elektrischer Stromversorgung und Verkehrsanbindung. Zudem liegt es in dem Gebiet mit einem relativ geringen Grad an hydrogeologischer Erkundung; Grundwasseroberfläche und Aquiferbasis sind dort nur unsicher bestimmt.

Der Aufwand für eine weitere Verbesserung der Informationen wird als sehr hoch beurteilt und steht in einer zweifelhaften Relation zum vermeintlichen Nutzen. Im Sinne einer derzeit gültigen Kosten-Nutzen-Analyse kann nach der Studie der GWK & al. (1996) als alternativer Weg zur Sicherstellung der langfristigen Wasserversorgung der Küstenregion nur die Meerwasserentsalzung in Betracht kommen.

Literatur

- BLOM, L. (1978): A report on the groundwater investigations of the Lower Kuiseb River (GH 2990/1). – DWA-Archiv **89/1316**: 55 pp; Windhoek (DWA) [Unpubl.].
- GKW, PARKMAN & BICON (1996): Water Supply to the Central Namib Area of Namibia. – Feasibility Study, Final Report, Vol. 1, Ministry of Agriculture, Water and Rural Development: DWA, File No. 13/7/1/6/1; Windhoek (DWA) und Frankfurt/M. (KfW Summary Report) [Unpubl.].
- JACOBSON, P. J., JACOBSON, K. M. & SEELY, M. K. (1995): Ephemeral Rivers Project. – Desert Research Foundation of Namibia (DRFN) and Dept. of Water Affairs (DWA), Min. of Agriculture, Water and Rural Devel., funded by the Swedish Intern. Devel. Authority (SIDA): 160 pp.; [Unpubl.]

- KINZELBACH, W. & RAUSCH, R. (1995): Grundwasser-Modellierung - eine Einführung mit Übungen; Stuttgart (Borntraeger).
- NEUMAN, S. P. (1972): Theory of flow in unconfined aquifers considering delayed response of the watertable. – Water Resources Res., Vol. **8**: 1031–1045.
- LANCASTER, N. (1989): The Namib Sand Sea, dune forms, processes and sediments; Rotterdam (Balkema).
- LENZ, R., GROBBELAAR, H. & DJAMA, M. (1995): Groundwater exploration in the Kuiseb Dune area. – Report of the German Namibian Groundw. Expl. Project (GNGEP), Vol. **D-I**; Windhoek (DWA) und Hannover (BGR) [Unpubl.]
- MUINJO, K., (1998): Groundwater modelling of the Lower Kuiseb River between Roobank and Gobabeb gauging stations. – M.Sc. degree project. – Dept. of Civil and Environmental Engineering, Land and Water Resources. – Thesis report series **1998, 8**, Royal Inst. of Technol., Stockholm; Windhoek (DWA).
- PLÖTHNER, D. (1998): Isotope hydrological study on the Kuiseb Dune area, Koichab area (Lüderitz) and Omaruru Delta (Omdel). – Report of the GNGEP, Vol. **D-II**; Windhoek (DWA) und Hannover (BGR) [Unpubl.].
- SCHMIDT, G. (1995): Geohydrological investigations and groundwater modelling, Kuiseb Dune area. – Report of the GNGEP, Vol. **E-I**; Windhoek (DWA) und Hannover (BGR) [Unpubl.].
- SENGPIEL, K.-P. & SIEMON, B. (1995): Interpretation of aerogeophysical data. – Report of the GNGEP, Vol. **B-III**; Windhoek (DWA) und Hannover (BGR) [Unpubl.].
- SENGPIEL, K.-P. & SIEMON, B. (1997): Hubschrauberelektromagnetik zur Grundwassererkundung in der Namib-Wüste/Namibia. – Z. für angew. Geol., **43,3**.
- STENDEL, H. W. (1964): The rivers of the Namib and their discharge into the Atlantic, Part 1: Kuiseb and Swakop. – Scient. papers of the Namib Desert Research Station, Original Print, **22**.
- VAN RENSBURG, H. J. (1992): Walvis Bay: Determining aquifer potential by means of a water balance model and inverse modelling. – Borehole Water Journal **25**: 2–10; Southdale, Rep. of South Africa.

Eingang des Manuskripts: 8. 2. 1999
Angenommen: 17. 5. 1999