



MINISTERIE VLAAMSE GEMEENSCHAP
DEPARTEMENT LEEFMILIEU EN INFRASTRUCTUUR
ADMINISTRATIE MILIEU-, NATUUR-, LAND- EN WATERBEHEER
AFDELING WATER

**ONTWIKKELEN VAN REGIONALE MODELLEN
TEN BEHOEVE VAN HET VLAAMS
GRONDWATER MODEL (VGM) IN
GMS/MODFLOW**

BESTEK NR. L 2003 S 0013 X

PERCEEL NR. 3 : BRULANDKRIJTMODEL

**DEELOPDRACHT 2 :
OPBOUW VAN HET
GRONDWATERSTROMINGSMODEL,
GEVOELIGHEIDSANALYSE EN KALIBRATIE**

VOG2581
354



in samenwerking met



DOCUMENTCONTROLEBLAD

**MINISTERIE VLAAMSE GEMEENSCHAP
DEPARTEMENT LEEFMILIEU EN INFRASTRUCTUUR
ADMINISTRATIE MILIEU-, NATUUR-, LAND- EN WATERBEHEER
AFDELING WATER**

**ONTWIKKELEN VAN REGIONALE MODELLEN
TEN BEHOEVE VAN HET VLAAMS
GRONDWATER MODEL (VGM) IN
GMS/MODFLOW
BESTEK NR. L 2003 S 0013 X**

PERCEEL NR. 3 : BRULANDKRIJTMODEL

**DEELOPDRACHT 2 :
OPBOUW VAN HET
GRONDWATERSTROMINGSMODEL,
GEVOELIGHEIDSANALYSE EN KALIBRATIE**

**VOG2581
354**

3							
2							
1	18-07-07	Aangepast na opmerkingen opdrachtgever	P. Vanderkimpfen K. Foncke J. Cools	M. Huygens	M. Huygens	K. Van Malderen	MVG
0	08-06-07		P. Vanderkimpfen K. Foncke J. Cools	M. Huygens	M. Huygens	K. Van Malderen	MVG
Rev.	Datum	Omschrijving	PMW	PL	DHD	DIR	KLANT

ONTWIKKELEN VAN REGIONALE MODELLEN TEN BEHOEVE VAN HET VLAAMS GRONDWATER MODEL (VGM) IN GMS/MODFLOW BESTEK NR. L 2003 S 0013 X

PERCEEL NR. 3 : BRULANDKRIJTMODEL

DEELOPDRACHT 2 : OPBOUW VAN HET GRONDWATERSTROMINGSMODEL, GEVOELIGHEIDSANALYSE EN KALIBRATIE

INHOUDSTAFEL

1	INLEIDING	1
2	GEBRUIKTE SOFTWARE.....	2
3	CONCEPTUEEL MODEL	3
3.1	BASISCONCEPT	3
3.2	ALTERNATIEF CONCEPT	4
4	OPBOUW VAN HET NUMERIEK MODEL	7
4.1	GEOHYDROLOGISCHE LAAGEIGENSCHAPPEN	7
4.2	GEOMETRIE	8
4.3	RANDVOORWAARDEN	9
4.3.1	<i>Opgelegde stijghoogten</i>	<i>9</i>
4.3.2	<i>Waterlopen</i>	<i>12</i>
4.3.3	<i>Drainage</i>	<i>14</i>
4.3.4	<i>Grondwaterwinningen.....</i>	<i>16</i>
4.3.5	<i>Netto-grondwatervoeding</i>	<i>16</i>
4.4	NUMERIEKE METHODEN EN PARAMETERS.....	18
4.4.1	<i>PCG2-algoritme</i>	<i>18</i>
4.4.2	<i>GMG algoritme</i>	<i>19</i>
4.5	BEGINVOORWAARDEN	19

5	GEVOELIGHEIDSANALYSE.....	20
5.1	METHODOLOGIE.....	20
5.1.1	<i>Bepalen van de te wijzigen parameters en hun bereik</i>	<i>21</i>
5.1.2	<i>Simulatie van de scenario's in GMS</i>	<i>22</i>
5.1.3	<i>Conversie van de gesimuleerde stijghoogtes per rekenlaag naar de grondwatertafel en naar stijghoogtes voor elke HCOV-laag.....</i>	<i>22</i>
5.1.4	<i>Analyse van de verschillen in de waterbalans t.o.v. de referentiesimulatie.....</i>	<i>25</i>
5.1.5	<i>Visualisatie van de verschilkaarten in GIS.....</i>	<i>25</i>
5.1.6	<i>Berekening van de relatieve gevoeligheid S_r</i>	<i>26</i>
5.2	RESULTATEN.....	28
5.2.1	<i>Bereik doorlatendheden.....</i>	<i>28</i>
5.2.2	<i>Analyse van de waterbalans.....</i>	<i>29</i>
5.2.3	<i>Effect op stijghoogte en grondwatertafel.....</i>	<i>32</i>
5.2.4	<i>Relatieve gevoeligheid S_r.....</i>	<i>65</i>
5.2.5	<i>Invloed van de aquitards</i>	<i>66</i>
5.3	SAMENVATTING GEVOELIGHEIDSANALYSE.....	70
6	KALIBRATIE	71
6.1	METHODOLOGIE	71
6.1.1	<i>Te optimaliseren parameters.....</i>	<i>73</i>
6.1.2	<i>Observatieset.....</i>	<i>73</i>
6.1.3	<i>Simulatie in GMS</i>	<i>74</i>
6.1.4	<i>Analyse van de residuals</i>	<i>74</i>
6.2	RESULTATEN.....	76
7	REFERENTIES.....	87

BIJLAGE 1 : HISTORIEK MODELOPBOUW

FIGURENLIJST

<i>Figuur 3-1: Visualisatie van de HUF-lagen en de rekencellen, evenals de inactieve cellen (rood).....</i>	<i>4</i>
<i>Figuur 4-1: Overzicht van de opgelegde stijghoogten als randvoorwaarden (rood duidt aan waar een stijghoogte is opgelegd).....</i>	<i>11</i>
<i>Figuur 4-2: Opgenomen waterlopen in het grondwatermodel.....</i>	<i>13</i>
<i>Figuur 4-3: Drainagediepte als Gemiddeld Hoogste Grondwaterstand (GHG) zoals opgenomen in het grondwatermodel.....</i>	<i>15</i>
<i>Figuur 4-4: Netto-grondwatervoeding zoals bekomen met het WetSpas-model.....</i>	<i>17</i>
<i>Figuur 5-1: Schema methodologie voor gevoeligheidsanalyse</i>	<i>20</i>
<i>Figuur 5-2: Conversiematrix voor HCOV 0100.....</i>	<i>23</i>
<i>Figuur 5-3: Conversiematrix voor HCOV 0200.....</i>	<i>23</i>
<i>Figuur 5-4: Conversiematrix voor HCOV 0300.....</i>	<i>23</i>
<i>Figuur 5-5: Conversiematrix voor HCOV 0400.....</i>	<i>23</i>
<i>Figuur 5-6: Conversiematrix voor HCOV 0500.....</i>	<i>24</i>
<i>Figuur 5-7: Conversiematrix voor HCOV 0600.....</i>	<i>24</i>
<i>Figuur 5-8: Conversiematrix voor HCOV 0700-0800-0900.....</i>	<i>24</i>
<i>Figuur 5-9: Conversiematrix voor HCOV 1000.....</i>	<i>24</i>
<i>Figuur 5-10: Conversiematrix voor HCOV 1100.....</i>	<i>25</i>
<i>Figuur 5-11: Verdeling van de sensitiviteitspunten over het modelgebied</i>	<i>27</i>
<i>Figuur 5-12: Staafdiagram met de volumetrische waterbalans in de referentietoestand</i>	<i>29</i>
<i>Figuur 5-13: Vergelijking van de inkomende flux van de volumetrische waterbalans (FLOW IN) voor alle scenario's van de gevoeligheidsanalyse en de referentietoestand.....</i>	<i>31</i>
<i>Figuur 5-14: Vergelijking van de uitgaande flux van de volumetrische waterbalans (FLOW OUT) voor alle scenario's van de gevoeligheidsanalyse en de referentietoestand.....</i>	<i>32</i>
<i>Figuur 5-15: Verandering van de grondwatertafel ten opzichte van de referentietoestand bij een verlaging van de drainage conductantie met factor 5 ..</i>	<i>34</i>
<i>Figuur 5-16: Verandering van de grondwatertafel ten opzichte van de referentietoestand bij een verhoging van de drainage conductantie met factor 5 .</i>	<i>35</i>
<i>Figuur 5-17: Verandering van de grondwatertafel ten opzichte van de referentietoestand bij een verlaging van de rivierconductantie met factor 5</i>	<i>37</i>
<i>Figuur 5-18: Verandering van de grondwatertafel ten opzichte van de referentietoestand bij een verhoging van de rivierconductantie met factor 5</i>	<i>38</i>
<i>Figuur 5-19: Verandering van de grondwatertafel ten opzichte van de referentietoestand bij een verlaging van de grondwatervoeding met 25%.....</i>	<i>40</i>
<i>Figuur 5-20: Verandering van de grondwatertafel ten opzichte van de referentietoestand bij een verhoging van de grondwatervoeding met 25%.....</i>	<i>41</i>
<i>Figuur 5-21: Verandering van de stijghoogte in HCOV 0100 t.o.v. de referentietoestand bij een verlaging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{min} - h_{ref}$ ($K_{h,>0170,ref} = 6$; $K_{h,>0170,min} = 0.6$; $K_{h,0170,ref} = 30$; $K_{h,0170,min} = 3$ [m/d]).....</i>	<i>43</i>
<i>Figuur 5-22: Verandering van de stijghoogte in HCOV 0100 t.o.v. de</i>	

referentietoestand bij een verhoging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{\max} - h_{\text{ref}} (K_{h,>0170,\text{ref}} = 6 ; K_{h,>0170,\text{max}} = 60 ; K_{h,0170,\text{ref}} = 30 ; K_{h,0170,\text{max}} = 300 \text{ [m/d]})$	44
Figuur 5-23: Verandering van de stijghoogte in HCOV 0200 t.o.v. de referentietoestand bij een verlaging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{\min} - h_{\text{ref}}$ $(K_{h,0210-0220,\text{ref}} = 0.4 ; K_{h,0210-0220,\text{min}} = 0.04 ; K_{h,0252-0253,\text{ref}} = 10 ; K_{h,0252-0253,\text{min}} = 1 ;$ $K_{h,0254,\text{ref}} = 0.5 ; K_{h,0254,\text{min}} = 0.05 ; K_{h,0256,\text{ref}} = 0.5 ; K_{h,0256,\text{min}} = 0.05 \text{ [m/d]})$	45
Figuur 5-24: Verandering van de stijghoogte in HCOV 0200 t.o.v. de referentietoestand bij een verhoging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{\max} - h_{\text{ref}} (K_{h,0210-0220,\text{ref}} = 0.4 ; K_{h,0210-0220,\text{max}} = 4 ; K_{h,0252-0253,\text{ref}} = 10 ; K_{h,0252-0253,\text{max}}$ $= 100 ; K_{h,0254,\text{ref}} = 0.5 ; K_{h,0254,\text{max}} = 5 ; K_{h,0256,\text{ref}} = 0.5 ; K_{h,0256,\text{max}} = 5 \text{ [m/d]})$	46
Figuur 5-25: Verandering van de stijghoogte in HCOV 0300 t.o.v. de referentietoestand bij een verlaging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{\min} - h_{\text{ref}}$ $(K_{h,0300,\text{ref}} = 1.0E^{-06} ; K_{h,0300,\text{min}} = 1.0E^{-07} \text{ [m/d]})$	47
Figuur 5-26: Verandering van de stijghoogte in HCOV 0300 t.o.v. de referentietoestand bij een verhoging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{\max} - h_{\text{ref}} (K_{h,0300,\text{ref}} = 1.0E^{-06} ; K_{h,0300,\text{max}} = 1.0E^{-05} \text{ [m/d]})$	48
Figuur 5-27: Verandering van de stijghoogte in HCOV 0400 t.o.v. de referentietoestand bij een verlaging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{\min} - h_{\text{ref}}$ $(K_{h,0410,\text{ref}} = 1 ; K_{h,0410,\text{min}} = 0.1 ; K_{h,0420,\text{ref}} = 1.0E^{-06} ; K_{h,0420,\text{min}} = 1.0E^{-07} ; K_{h,0430,\text{ref}}$ $= 4.6 ; K_{h,0430,\text{min}} = 0.46 ; K_{h,0440,\text{ref}} = 1.0E^{-06} ; K_{h,0440,\text{min}} = 1.0E^{-07} ; K_{h,0450,\text{ref}} = 0.1 ;$ $K_{h,0450,\text{min}} = 0.01 \text{ [m/d]})$	49
Figuur 5-28: Verandering van de stijghoogte in HCOV 0400 t.o.v. de referentietoestand bij een verhoging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{\max} - h_{\text{ref}} (K_{h,0410,\text{ref}} = 1 ; K_{h,0410,\text{max}} = 10 ; K_{h,0420,\text{ref}} = 1.0E^{-06} ; K_{h,0420,\text{max}} = 1.0E^{-05} ;$ $K_{h,0430,\text{ref}} = 4.6 ; K_{h,0430,\text{max}} = 46 ; K_{h,0440,\text{ref}} = 1.0E^{-06} ; K_{h,0440,\text{max}} = 1.0E^{-05} ; K_{h,0450,\text{ref}}$ $= 0.1 ; K_{h,0450,\text{max}} = 1 \text{ [m/d]})$	50
Figuur 5-29: Verandering van de stijghoogte in HCOV 0500 t.o.v. de referentietoestand bij een verlaging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{\min} - h_{\text{ref}}$ $(K_{h,0500,\text{ref}} = 1.0E^{-06} ; K_{h,0500,\text{min}} = 1.0E^{-07} \text{ [m/d]})$	51
Figuur 5-30: Verandering van de stijghoogte in HCOV 0500 t.o.v. de referentietoestand bij een verhoging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{\max} - h_{\text{ref}} (K_{h,0500,\text{ref}} = 1.0E^{-06} ; K_{h,0500,\text{min}} = 1.0E^{-05} \text{ [m/d]})$	52
Figuur 5-31: Verandering van de stijghoogte in HCOV 0600 t.o.v. de referentietoestand bij een verlaging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{\min} - h_{\text{ref}}$ $(K_{h,0600,\text{ref}} = 20 ; K_{h,0600,\text{min}} = 2 \text{ [m/d]})$	54
Figuur 5-32: Verandering van de stijghoogte in HCOV 0600 t.o.v. de referentietoestand bij een verhoging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{\max} - h_{\text{ref}} (K_{h,0600,\text{ref}} = 20 ; K_{h,0600,\text{max}} = 200 \text{ [m/d]})$	55
Figuur 5-33: Verandering van de stijghoogte in HCOV 0700-0800-0900 t.o.v. de referentietoestand bij een verlaging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{\min} - h_{\text{ref}}$ $(K_{h,0700,\text{ref}} = 1.0E^{-04} ; K_{h,0700,\text{min}} = 1.0E^{-05} ; K_{h,0800,\text{ref}} = 1 ; K_{h,0800,\text{min}} = 0.1 ; K_{h,0900,\text{ref}} =$ $1.0E^{-04} ; K_{h,0900,\text{min}} = 1.0E^{-05} \text{ [m/d]})$	57
Figuur 5-34: Verandering van de stijghoogte in HCOV 0700-0800-0900 t.o.v. de referentietoestand bij een verhoging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{\max} - h_{\text{ref}} (K_{h,0700,\text{ref}} = 1.0E^{-04} ; K_{h,0700,\text{max}} = 1.0E^{-03} ; K_{h,0800,\text{ref}} = 1 ; K_{h,0800,\text{max}} = 10 ;$	

$K_{h,0900,ref} = 1.0E^{-04}$; $K_{h,0900,max} = 1.0E^{-03}$ [m/d])	58
<u>Figuur 5-35:</u> Verandering van de stijghoogte in HCOV 1000 t.o.v. de referentietoestand bij een verlaging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{min} - h_{ref}$ ($K_{h,1000,ref} = 1$; $K_{h,1000,min} = 0.1$ [m/d]).....	60
<u>Figuur 5-36:</u> Verandering van de stijghoogte in HCOV 1000 t.o.v. de referentietoestand bij een verhoging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{max} - h_{ref}$ ($K_{h,1000,ref} = 1$; $K_{h,1000,max} = 10$ [m/d])	61
<u>Figuur 5-37:</u> Verandering van de stijghoogte in HCOV 1100 t.o.v. de referentietoestand bij een verlaging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{min} - h_{ref}$ ($K_{h,1100,ref} = 5$; $K_{h,1100,min} = 0.5$ [m/d]).....	63
<u>Figuur 5-38:</u> Verandering van de stijghoogte in HCOV 1100 t.o.v. de referentietoestand bij een verhoging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{max} - h_{ref}$ ($K_{h,1100,ref} = 5$; $K_{h,1100,max} = 50$ [m/d])	64
<u>Figuur 5-39:</u> Overzicht van de relatieve gevoeligheid S_r voor alle in de gevoeligheidsanalyse beschouwde parameters	65
<u>Figuur 5-40:</u> Verandering van de stijghoogte in HCOV 0400 t.o.v. de referentietoestand bij een verhoging van de conductiviteit K_h in HCOV 0300: $h_{max} - h_{ref}$ ($K_{h,0300,ref} = 1.0E^{-06}$; $K_{h,0300,max} = 1.0E^{-05}$ [m/d])	67
<u>Figuur 5-41:</u> Verandering van de stijghoogte in HCOV 1000 t.o.v. de referentietoestand bij een verlaging van de conductiviteit K_h in HCOV 0700 en 0900: $h_{min} - h_{ref}$ ($K_{h,0700,ref} = 1.0E^{-04}$; $K_{h,0700,min} = 1.0E^{-05}$ [m/d] ; $K_{h,0900,ref} = 1.0E^{-04}$; $K_{h,0900,min} = 1.0E^{-05}$ [m/d])	68
<u>Figuur 5-42:</u> Verandering van de stijghoogte in HCOV 1000 t.o.v. de referentietoestand bij een verhoging van de conductiviteit K_h in HCOV 0700 en 0900: $h_{max} - h_{ref}$ ($K_{h,0700,ref} = 1.0E^{-04}$; $K_{h,0700,max} = 1.0E^{-03}$ [m/d] ; $K_{h,0900,ref} = 1.0E^{-04}$; $K_{h,0900,max} = 1.0E^{-03}$ [m/d])	69
<u>Figuur 6-1:</u> Schema methodologie voor kalibratie	72
<u>Figuur 6-2:</u> Gemeten en berekende stijghoogten voor de observatiepunten in HCOV-laag 0100 + 0200	78
<u>Figuur 6-3:</u> Gemeten en berekende stijghoogten voor de observatiepunten in HCOV-laag 0400	79
<u>Figuur 6-4:</u> Gemeten en berekende stijghoogten voor de observatiepunten in HCOV-laag 0600	79
<u>Figuur 6-5:</u> Gemeten en berekende stijghoogten voor de observatiepunten in HCOV-laag 1000	80
<u>Figuur 6-6:</u> Gemeten en berekende stijghoogten voor de observatiepunten in HCOV-laag 1100	80
<u>Figuur 6-7:</u> Gemeten en berekende stijghoogten voor alle observatiepunten	81
<u>Figuur 6-8:</u> Berekende stijghoogte (gekalibreerde model) en observatiepunten voor HCOV-laag 0100-0200 (symbool en kleurcode van de observatiepunten geven de afwijking weer: (>0) berekende $>$ geobserveerde stijghoogte ; (<0) berekende $<$ geobserveerde stijghoogte)	82
<u>Figuur 6-9:</u> Berekende stijghoogte (gekalibreerde model) en observatiepunten voor HCOV-laag 0400 (symbool en kleurcode van de observatiepunten geven de afwijking weer: (>0) berekende $>$ geobserveerde stijghoogte ; (<0) berekende $<$ geobserveerde stijghoogte)	83

<i><u>Figuur 6-10:</u> Berekende stijghoogte (gekalibreerde model) en observatiepunten voor HCOV-laag 0600 (symbool en kleurcode van de observatiepunten geven de afwijking weer: (>0) berekende $>$ geobserveerde stijghoogte ; (<0) berekende $<$ geobserveerde stijghoogte)</i>	<i>84</i>
<i><u>Figuur 6-11:</u> Berekende stijghoogte (gekalibreerde model) en observatiepunten voor HCOV-laag 1000 (symbool en kleurcode van de observatiepunten geven de afwijking weer: (>0) berekende $>$ geobserveerde stijghoogte ; (<0) berekende $<$ geobserveerde stijghoogte)</i>	<i>85</i>
<i><u>Figuur 6-12:</u> Berekende stijghoogte (gekalibreerde model) en observatiepunten voor HCOV-laag 1100 (symbool en kleurcode van de observatiepunten geven de afwijking weer: (>0) berekende $>$ geobserveerde stijghoogte ; (<0) berekende $<$ geobserveerde stijghoogte)</i>	<i>86</i>

TABELLENLIJST

<i>Tabel 4-1: Geohydrologische parameters gebruikt bij de modelopzet.....</i>	8
<i>Tabel 4-2: Geografische situering van het grondwatermodel van het Brulandkrijtsysteem.....</i>	8
<i>Tabel 4-3: Standaardwaarden rivierconductantie</i>	14
<i>Tabel 5-1: Multiplicatiefactor voor gevoeligheidsanalyse per parameter. Eenzelfde factor is gebruikt voor zowel de verlaging als de verhoging van de referentieparameterwaarden</i>	21
<i>Tabel 5-2: Aantal sensitiviteitspunten per HCOV-eenheid.....</i>	27
<i>Tabel 5-3: Onderzochte hydraulische geleidbaarheden bij de gevoeligheidsanalyse ..</i>	28
<i>Tabel 5-4: Volumetrische waterbalans in de referentietoestand.....</i>	29
<i>Tabel 5-5: Gemiddelde stijghoogteverschillen (K_h-parameters) en verschillen in grondwatertafel (RIV, DRN, RCH parameters) voor de verschillende scenario's van de gevoeligheidsanalyse (berekend op basis van de sensitiviteitspunten)</i>	32
<i>Tabel 6-1: Overzicht van het aantal observatiepunten per HCOV-laag gebruikt bij de kalibratie.....</i>	74
<i>Tabel 6-2: Optimale K_h-waarden na manuele modelkalibratie</i>	76
<i>Tabel 6-3: Overzicht van de resultaten van de manuele modelkalibratie</i>	77

ONTWIKKELEN VAN REGIONALE MODELLEN TEN BEHOEVE VAN HET VLAAMS GRONDWATER MODEL (VGM) IN GMS/MODFLOW BESTEK NR. L 2003 S 0013 X

PERCEEL NR. 3 : BRULANDKRIJTMODEL

DEELOPDRACHT 2 : OPBOUW VAN HET GRONDWATERSTROMINGSMODEL, GEVOELIGHEIDSANALYSE EN KALIBRATIE

1 INLEIDING

Het project “Ontwikkelen van regionale modellen ten behoeve van het Vlaams Grondwatermodel in GMS/MODFLOW (VGM)” kadert in de ontwikkeling van het Vlaams Grondwater Model (VGM). In deze fase van de ontwikkeling van het VGM worden regionale modellen opgesteld die moeten toelaten de impact van beleidsbeslissingen te voorspellen en te ondersteunen. Huidige opdracht heeft als opzet de ontwikkeling van een regionaal grondwatermodel voor het Brulandkrijtsysteem.

De opdracht bestaat uit 3 deelopdrachten :

- Deelopdracht 1: Basisgegevens verzamelen en analyseren en het opstellen van een conceptueel model;
- Deelopdracht 2: Opbouw van het grondwaterstromingsmodel, gevoeligheidsanalyse en kalibratie;
- Deelopdracht 3: Beschrijving modelresultaten referentietoestand 2000 en scenario's.

Onderhavig rapport behandelt deelopdracht 2.

2 GEBRUIKTE SOFTWARE

Het grondwatermodel werd opgezet met het softwareprogramma GMS 6.0 (MODFLOW module). Voor de berekening van de stroomlijnen werd de module MODPATH gebruikt.

Om de netto-grondwatervoeding te begroten werd gebruik gemaakt van het aan de Vrije Universiteit Brussel opgestelde WetSpass-model dat een voorspelling maakt van de jaargemiddelde, zomer- en wintergemiddelde grondwatervoeding op basis van het landgebruik, bodemtype en topografie [1].

Voor de opbouw van het model worden alle gegevens als ArcView grid-bestanden (*.asc-bestanden) of als ArcView shape-bestanden (*.shp-bestanden) geïmporteerd in GMS.

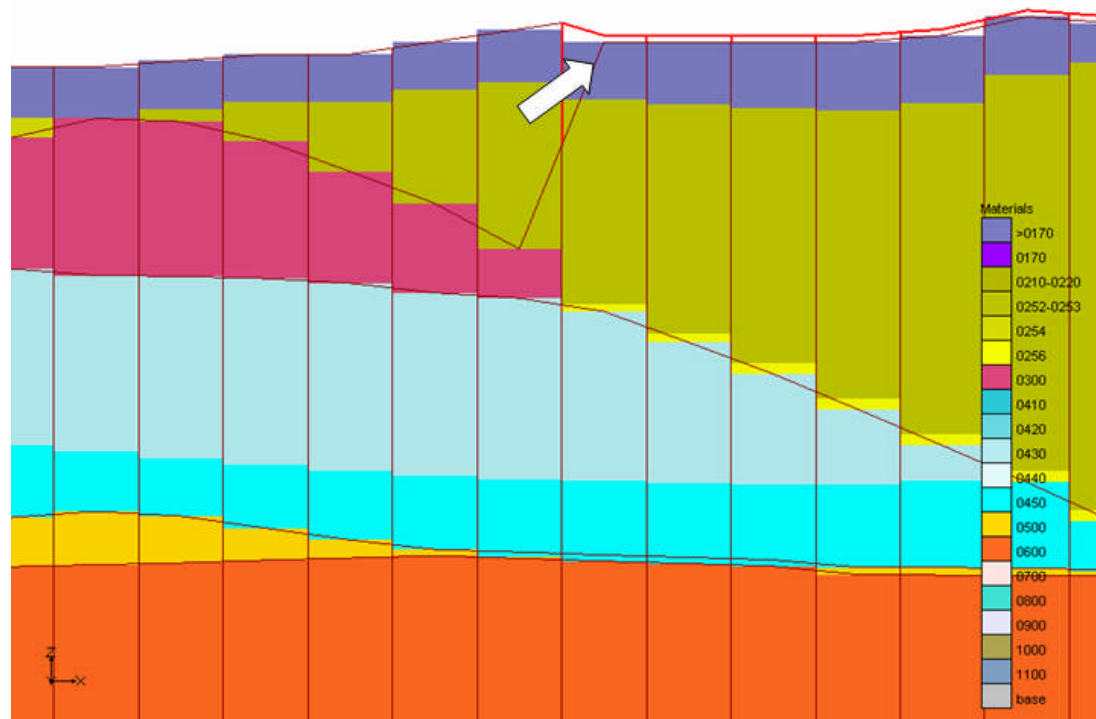
3 CONCEPTUEEL MODEL

3.1 BASISCONCEPT

Het initiële modelopzet gebeurde conform het modelconcept zoals beschreven in het rapport van Deelopdracht 1 “Basisgegevens verzamelen en analyseren en opstellen van een conceptueel model” [9].

Modelsimulaties resulteerden echter in extreem hoge stijghoogten ter hoogte van de cuesta's in het noord-westen, het centrum en het zuid-westen van het modelgebied. Deze heuvels worden getypeerd door het lokaal freatisch karakter van aquitards; de Quartaire top laag valt er droog door zijn geringe dikte. De onrealistische stijghoogten zijn het gevolg van:

- De inactivatie van rekencellen gelegen boven het maaiveld: d.i. geïllustreerd in Figuur 3-1. Regenwater dat de Quartaire top laag infiltreert, stuit op de Boom aquitard waardoor het grondwater dient te bewegen naar rechts (zie witte pijl). Door het inactief karakter van de cel bestaat er echter geen flux zodat het water zich lokaal opstapelt; dit kan leiden tot hoge stijghoogten in de aquifer. Zelfs op locaties waar zich geen stijghoogteproblemen voordoen, zou men onrealistische grondwaterstromingen kunnen bekomen. Door de inactivatie van rekenlaagdelen stelt zich als het ware een ondoordringbare “wand” in waardoor het grondwater zich in andere, onrealistische, richtingen dient te bewegen.
- De toekenning van de grondwatervoeding aan de bovenste actieve laag. De Quartaire top laag bovenop de cuesta's zal logischerwijze droogvallen zodat de grondwatervoeding wordt toegekend aan de Boom aquitard. Door zijn lage hydraulische geleidbaarheid stapelt het grondwater zich ook hier op.



Figuur 3-1:
Visualisatie van de HUF-lagen en de rekencellen, evenals de inactieve cellen (rood)

Deze problemen kunnen opgelost worden door lokaal geen grondwatervoeding toe te kennen ter hoogte van de aquitardheuvels (waar de pieken in stijghoogten ontstaan). De algemene toekenning van de voeding aan de bovenste actieve laag blijft behouden. Een andere oplossing is de lokale introductie van drainage in de aquitard zelf ter afvoering van het overtollige water. Een derde mogelijkheid bestaat erin gebruik te maken van de “rewetting” optie in MODFLOW. Bij gebruik van deze optie zal een toename van de stijghoogte in de aquitard leiden tot een herbevochtiging van de bovenliggende aquifer. Een nadeel van deze optie is het gevaar voor numerieke instabiliteit.

3.2 ALTERNATIEF CONCEPT

Omwillen van de problemen met het basisconcept werd een alternatief modelconcept ontwikkeld. Tijdens een aantal tests werd dit alternatieve modelconcept stapsgewijs bijgestuurd en verbeterd. In bijlage 1 is een gedetailleerde historie gegeven van de modelopbouw.

Het finale concept werd opgebouwd aan de hand van de volgende basisregels:

- De rekenlagen worden opgebouwd van boven naar onder en van noord naar zuid.
- De bovenste rekenlaag omvat minstens de Quartaire top laag en indien mogelijk nog minstens één diepere aquifer waarmee het Quartair in contact staat en samen het freatisch aquifersysteem vormt.
- Wanneer de aquifer die de onderzijde van de bovenste rekenlaag vormt uitwigt en de eerstvolgende onderliggende formatie een andere aquifer is, dan wordt deze diepere aquifer aan de bovenste rekenlaag toegevoegd. Wanneer de onderliggende formatie een aquitard is, dan blijft de bovenste rekenlaag ongewijzigd tot deze aquitard op zijn beurt uitwigt.
- Van zodra een formatie in de bovenste rekenlaag opgenomen is, blijft ze deel uitmaken van de bovenste rekenlaag in alle meer zuidelijk gelegen gebieden. Wanneer het model van noord naar zuid doorlopen wordt, dan zal de onderzijde van de bovenste rekenlaag stapsgewijs verspringen naar oudere (dieper gelegen) aquifers, maar nooit terug omhoog springen naar jongere (minder diep gelegen) aquifers.
- De diepere rekenlagen omvatten één of meerdere HCOV-lagen. De indeling stemt overeen met die van het basisconcept.
- Wanneer de HCOV-laag die met een diepere rekenlaag overeenstemt uitwigt, dan wordt deze rekenlaag voortgezet als een zeer dun laagje met een dikte van 0.1 m, gelegen in het bovenste deel van de onderliggende HCOV-laag.
- De onderste rekenlaag omvat aan de onderzijde een basislaag met een dikte van 6 m.

De strikte toepassing van bovenstaande regels leidt soms tot ongewenste situaties. Daarom werden tijdens de testfase nog enkele bijkomende regels toegevoegd:

- Een zeer kleine onderbreking in een aquifer of een aquitard kan leiden tot een vroegtijdige sprong van de onderzijde van de bovenste rekenlaag naar een diepere formatie. Om dit te vermijden wordt een sprong pas uitgevoerd als de onderbreking zich over minstens 2 gridcellen uitstrekt.
- De voorgaande regel volstaat niet om te vermijden dat in het zuidwestelijk deel van het model soms uitgestrekte delen van de Ieperiaan aquitard (HCOV 0900) in de bovenste rekenlaag terecht komen. Om dit te vermijden wordt in de eerste 80 modelkolommen de aangroei van de bovenste rekenlaag tot onder deze aquitard verhinderd.

- Op plaatsen waar het Quartair en de eerste aquifer beiden erg dun zijn, is de bovenste rekenlaag eveneens erg dun en kan ze plaatselijk droogvallen. Om de kans op droogvallen te verminderen, wordt op een aantal plaatsen een gedwongen opname van een bijkomende, diepere aquifer opgelegd. Dit gebeurde vooral in het zuidoostelijke deel van het modelgebied, waar de freatische watertafel in het krijt gelegen is.
- Waar er een sprong van modellaag 1 optreedt tengevolge een uitwiggende aquitard, maken ook sommige onderliggende modellagen een neerwaartse sprong. Indien de modellaag die overeenkomt met de uitwiggende aquitard (bv. HCOV 0300 – Boom aquitard) daardoor een sprong maakt naar een diepere aquitard (bv. HCOV 0500 – Bartoon aquitard), dan vormt deze modellaag een virtuele slecht doorlatende barrière tussen het freatische en het gespannen deel van de Oligoceen aquifer (HCOV 0400). In werkelijkheid is deze barrière er niet en is er meer voeding vanuit het niet gespannen deel van deze aquifer met een sterke onderschatting van de stijghoogte in het gespannen deel van de aquifer tot gevolg. Dit fenomeen doet zich voor bij het uitwiggende van de Boom en de Bartoon aquitard. Daarom werd een regel ingebouwd dat er slechts sprongen in modellaag 1 kunnen zijn wanneer het rijnummer i groter is dan een bepaald grenswaarde, volgens een getrapte grens. Hierbij werd de volgende afweging gemaakt: modellaag 1 zo ver mogelijk zonder sprongen laten doorlopen, maar niet te ver laten doorlopen om te vermijden dat cellen in modellaag 1 droogvallen tengevolge een dun Quartair dek in de meer hellende zuidelijke gebieden.

4 OPBOUW VAN HET NUMERIEK MODEL

4.1 GEOHYDROLOGISCHE LAAGEIGENSCHAPPEN

Om de geohydrologische lagen te beschrijven in het grondwatermodel werd er gebruik gemaakt van het zgn. “Hydrogeologic-Unit Flow” (HUF) pakket in GMS 6.0 [2]. Bij deze methodologie wordt de geohydrologische laagstructuur, conform de hydrogeologische detailstudie van de ondergrond van Vlaanderen [5], gespecificeerd door de ligging van de top en de dikte van elke geohydrologische eenheid. Deze geohydrologische beschrijving gebeurt onafhankelijk van de opbouw van het rekenrooster of –grid. De sterkte van de HUF-methodologie is hiermee gerelateerd; verschillende geohydrologische eenheden kunnen eenvoudig samengenomen worden in één rekenlaag. Deze rekenlaag krijgt dan een gemiddelde geohydrologische parameter toegewezen die berekend wordt o.b.v. de afzonderlijke laageigenschappen: voor de horizontale en verticale hydraulische geleidbaarheden zijn dit respectievelijk een harmonisch en rekenkundig gemiddelde [2]. Dit betekent uiteraard een drastische reductie in rekentijd wanneer het een uitgebreid modelgebied betreft met een grote ruimtelijke resolutie. Zo kan het aantal rekenlagen verminderd worden met “behoud” van de heterogeniteit van de ondergrond. Een ander groot voordeel schuilt in de numerieke stabiliteit. Door een gemiddelde geohydrologische laageigenschap te gebruiken per rekenlaag worden eveneens sterke overgangen tussen materiaaleigenschappen vermeden.

Uiteraard worden de rekenlagen van het grondwatermodel zodanig gekozen dat het rekenrooster samenvalt met de HUF-lagen.

Tabel 4-1 geeft een overzicht van de startwaarden van materiaaleigenschappen per HUF-laag. Deze waarden werden, voor zover beschikbaar, overgenomen van het rapport “Deelopdracht 1: Basisgegevens verzamelen en analyseren en opstellen van een conceptueel model” [9]. Er werd geopteerd voor de regionale parameterwaarden indien deze beschikbaar waren.

HCOV-HUF	Beschrijving	K_h	K_h / K_v
> 170	Alle Quartaire afzettingen uitgezonderd deze van de Maas en Rijn	6	4
170	Maas- en Rijnafzettingen	30	4
210-220	Afzettingen ten noorden van de Feldbiss + klei-zand complex van de Kempen	0.4	4
252-253	Zand van Diest + Zand van Bolderberg	10	4
254	Zanden van Berchem en/of Voort	0.5	4
256	Zand van Eigenbilzen	10	4
300	Boom aquitard	10^{-6}	100
410	Zand van Kerniel	1	4
420	Klei van Kleine-Spouwen	10^{-6}	100
430	Ruisbroek-Berg aquifer	4.6	4
440	Tongeren aquitard	10^{-6}	100
450	Onder-Oligoceen aquifer	0.1	4
500	Bartoon aquitard	10^{-6}	100
600	Ledo-Paniseliaan-Brusselliaan aquifer	20	4
700	Paniseliaan aquitard	10^{-4}	100
800	Ieperiaan aquifer	1.0	4
900	Ieperiaan aquitard	10^{-4}	100
1000	Paleoceen aquifer	1	25
1100	Krijt aquifer	5	50
Base	Dummy laag ter vergemakkelijking van de kalibratie ~Sokkel	3.1	50

Tabel 4-1:
Geohydrologische parameters gebruikt bij de modelopzet

4.2 GEOMETRIE

Het modelgebied omvat een rechthoekig kader van 120,4 x 90,4 km met als coördinaten zoals opgegeven in Tabel 4-2.

Hoek	Lambert X [m]	Lambert Y [m]
Links-onder	135000	129600
Rechts-onder	255400	129600
Rechts-boven	255400	220000
Links-boven	135000	220000

Tabel 4-2:
Geografische situering van het grondwatermodel van het Brulandkrijtsysteem

Alle basisbestanden voor de opbouw van het grondwatermodel werden opgemaakt als ArcView-bestanden (*.asc-bestanden) met bovenstaande domeingrenzen en een rekencelgrootte van 400 m. Het raster bestaat uit 226 rijen en 301 kolommen. Deze gegevens omvatten de maaiveldhoogte en de topografische hoogte van de verschillende HUF-lagen. Verder zijn ook gegevens omtrent inactieve/actieve indices per laag, geohydrologische laageigenschappen, grondwatervoeding, etc. nodig.

Uiteraard worden de rekenlagen zo nauw mogelijk aangesloten bij de HUF-lagen (merk op dat dit geen noodzaak is). Dit werd voorheen reeds geïllustreerd met Figuur 3-1.

De topografische hoogteligging van het maaiveld werd bepaald op basis van het maaiveldpeil uit de HCOV-kartering, met een horizontale resolutie van 100 x 100 m. Hiernaast werden ook de basissen van de verschillende HCOV lagen, met dezelfde resolutie, aangeleverd. Aangezien een rekencel een afmeting van 400 x 400 m vertoont, zal er een representatieve topografische hoogte gekozen dienen te worden. Voor het maaiveld en de verschillende HUF-lagen werd de minimale hoogte over de rekencel van het DTM model genomen. Deze werkwijze laat toe dat de waterpeilen van de rivieren beter aansluiten bij de topografische hoogte van het maaiveld. Ook vermijdt men grote sprongen in topografische hoogte in de valleien.

Het actieve modelgebied in de toplaag wordt bepaald door de projectie van de conceptuele modelgrenzen op het rekengrid of –rooster.

4.3 RANDVOORWAARDEN

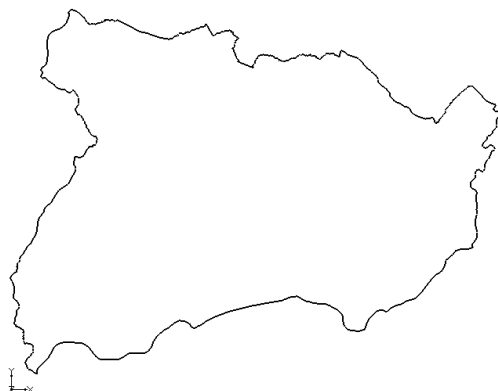
Voordat simulaties met het grondwatermodel kunnen uitgevoerd worden, dienen een hele reeks randvoorwaarden opgelegd te worden. Deze worden besproken in de hiernavolgende secties.

4.3.1 Opgelegde stijghoogten

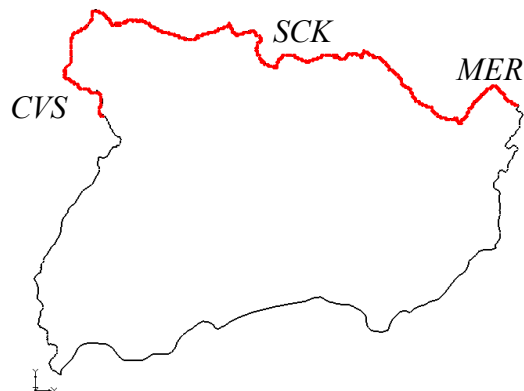
Indien er lokaal geen randvoorwaarde wordt opgelegd, werkt GMS met een nulflux-randvoorwaarde. Op vele plaatsen is dit echter een te rudimentaire veronderstelling en dienen stijghoogten worden opgelegd. Een overzicht van deze randvoorwaarden (per rekenlaag) is weergegeven in Figuur 4-1. De waarden van de stijghoogten zijn afkomstig van:

- Rekenlaag 3 (HCOV 0400)
 - o Westen: geïnterpoleerde stijghoogten CVS (kaart 3.16 [1])
 - o Noorden: berekende stijghoogten NIRAS (figuur 3.53 [6]), aangevuld met geïnterpoleerde stijghoogten in het noordoosten
 - o Maasbekken: berekende stijghoogten MER Grensmaas (kaart 4 en 5 [10])
- Rekenlaag 5 (HCOV 0600)
 - o Westen: geïnterpoleerde stijghoogten CVS (kaart 3.17 [1])
 - o Noorden: berekende stijghoogten NIRAS (figuur 3.53 [6]), aangevuld met geïnterpoleerde stijghoogten in het noordoosten
 - o Maasbekken: berekende stijghoogten MER Grensmaas (kaart 4 en 5 [10])
- Rekenlaag 6 (HCOV 0700-0800-0900)
 - o Westen: geïnterpoleerde stijghoogten CVS (kaart 3.18 [1])
- Rekenlaag 7 (HCOV 1000)
 - o Westen: stijghoogten gebaseerd op Sokkelmodel, maar verlaagd met 5 m (noorden) – 20 m (zuiden) om een realistische situatie te verkrijgen
 - o Noorden: berekende stijghoogten NIRAS (figuur 3.53 [6]), aangevuld met geïnterpoleerde stijghoogten in het noordwesten en het noordoosten
 - o Maasbekken: berekende stijghoogten MER Grensmaas (kaart 4 en 5 [10])
- Rekenlaag 8 (HCOV 1100)
 - o Westen: stijghoogten gebaseerd op Sokkelmodel
 - o Noorden: berekende stijghoogten NIRAS (figuur 3.53 [6]), aangevuld met geïnterpoleerde stijghoogten in het noordwesten en het noordoosten
 - o Maasbekken: berekende stijghoogten MER Grensmaas (kaart 4 en 5 [10])

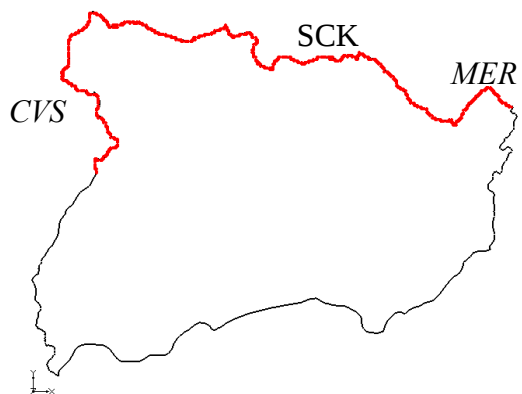
Rekenlaag 1



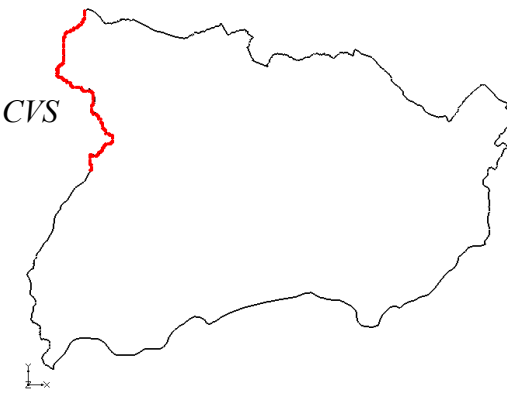
Rekenlaag 3



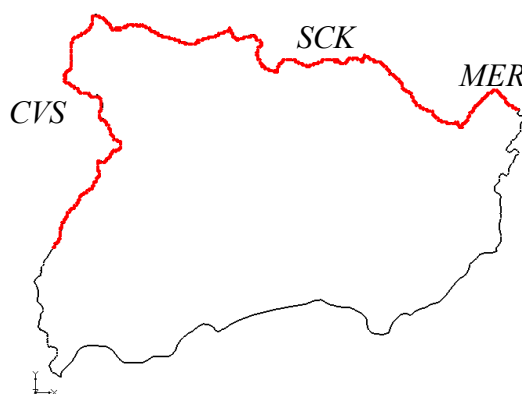
Rekenlaag 5



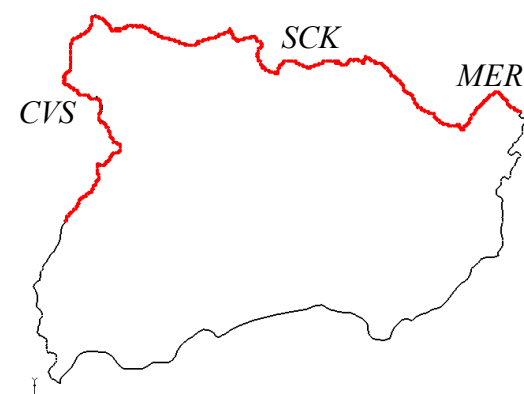
Rekenlaag 6



Rekenlaag 7



Rekenlaag 8



Figuur 4-1:
Overzicht van de opgelegde stijghoogten als randvoorwaarden (rood duidt aan waar een stijghoogte is opgelegd)

4.3.2 Waterlopen

Rivieren zijn modelmatig opgenomen als randvoorwaarden. Zo werd een rivierrandvoorwaarde gespecificeerd voor alle bevaarbare waterlopen én onbevaarbare waterlopen van 1^{ste} en 2^{de} categorie binnen het modelgebied (Figuur 4-2). De rivierrandvoorwaarde werd toegekend aan de modellaag waarin het bodempeil van de waterloop zich bevindt, en alle bovenliggende modellagen.

Het bodem- en waterpeil van de rivieren wordt beschreven door de drie rapporten m.b.t. de ontwikkeling van regionale modellen ten behoeve van het Vlaams Grondwater Model (VGM), percelen 1-3 [7], [8] en [9].

In de loop van de modelopbouw is gebleken dat de waterlopen in het zuiden van het modelgebied een te groot voedend karakter hadden, waar ze een meer drainerende werking zouden moeten hebben. Dit fenomeen deed zich vooral voor bij de waterlopen waar er geen peilen beschikbaar waren uit een modelleringstudie. Voor die waterlopen is het bodem- en waterpeil geschat door een “standaardwaarde” af te trekken van het maaiveldpeil. Aangezien er in het zuiden van het modelgebied een relatief grote onzekerheid is over het maaiveldpeil (wegens het reliëfrijke karakter van het gebied, het diep ingesneden karakter van de waterlopen en het weinig nauwkeurige DHM voor Wallonië), werden de bodem- en waterpeilen systematisch te hoog ingeschat.

Voor de waterloopsegmenten van 1ste en 2de categorie (met peilen berekend op basis van standaardwaarden) ten zuiden van de Demer en ten zuiden van de Dijle werd een aangepaste set standaardwaarden ontwikkeld:

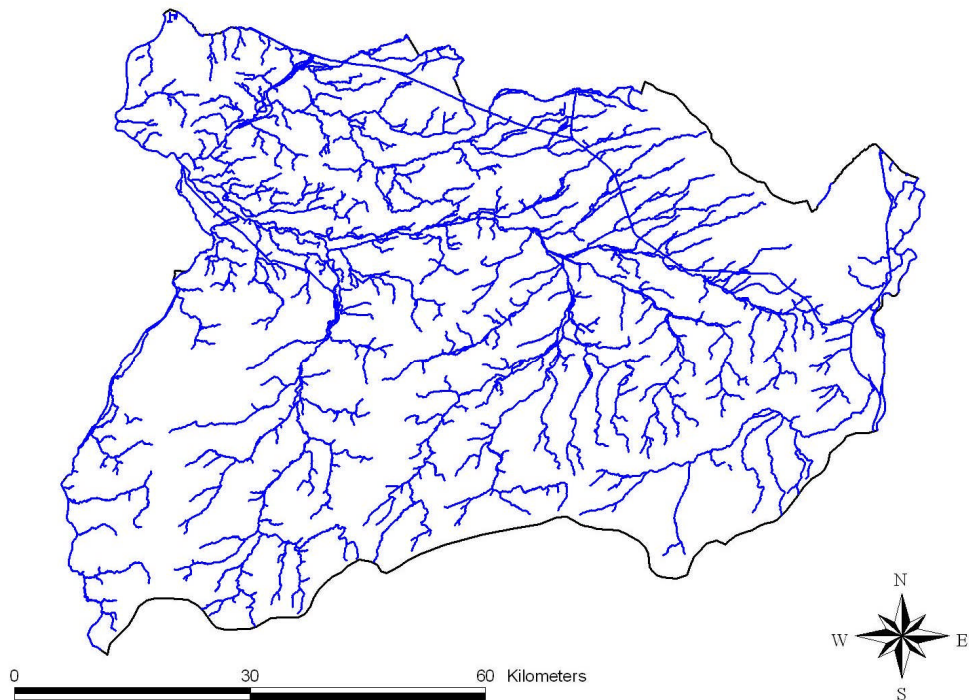
Cat. 1

- DHM100 – 1,73 m voor Dijle en Demerbekken (enkel in Vlaanderen)
- DHM100 – 2.56m voor Jekerbekken
- Dtm50 – 1,8m in Waalse deel Dijlebekken
- topoHCOV-kartering – 3,22 in Waalse deel Demer- en Jekerbekken

Cat. 2

- DHM100 – 2,27m voor Dijle-, Demer- en Jekerbekken
- Dtm50 – 4,3 m in Waalse deel Dijlebekken
- topoHCOV-kartering – 4,3 m Waalse deel Demer- en Jekerbekken

Aan de bevaarbare waterlopen en de waterlopen ten noorden van Dijle en Demer en alle waterlopen in het Nete-, Benedenschelde- en Maasbekken (uitz. Jeker) werd niets gewijzigd. Ter hoogte van de limnigrafen in Wallonië werden de peilen aangepast aan de gemiddelde limnigraafpeilen.



Figuur 4-2:
Opgenomen waterlopen in het grondwatermodel

De bijhorende cel-conductantie C werd berekend op basis van de breedte van de waterloop, de lengte van de waterloop in de rekencel, de dikte van het sedimentpakket en zijn doorlatendheid:

$$C = (k/t) \cdot w \cdot L$$

Met:

k = doorlatendheid van het pakket bodemmateriaal van de waterloop [m/d]

L = lengte van de waterloop in de rekencel [m]

t = dikte van het pakket bodemmateriaal [m]

w = breedte van de waterloop [m]

Bij de modelopbouw werden de standaardwaarden uit Tabel 4-3 gehanteerd.

Categorie	Breedte [m]	Dikte bodem [m]	Doorlatendheid [m/d]
0 (kanaal)	-	1	0.001
0 (rivier)	-	1	0.01
0 (Grensmaas)	-	1	0.5
1	10	0.5	0.1
2	4	0.2	0.1

Tabel 4-3:
Standaardwaarden rivierconductantie

4.3.3 Drainage

Drainagenetwerken werden over het gehele modelgebied beschouwd. In GMS worden deze gedefinieerd met behulp van de module DRAINS. Aangezien de drainagetoestand afhankelijk is van verschillende factoren zoals de diepte van het grondwater, de doorlatendheid van de bodem en de topografie, worden DRAINS gedefinieerd door middel van een drainagediepte en -conductantie.

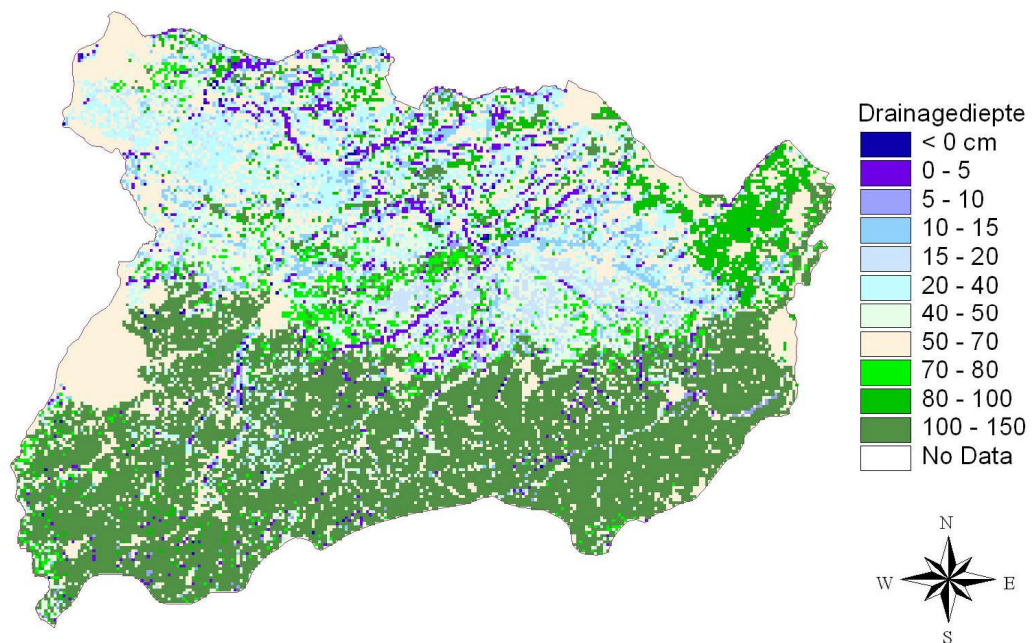
Zoals Deelrapport 1 “Basisgegevens verzamelen en analyseren en opstellen van een conceptueel model” [9] reeds uitgebreid beschreef, werd er gebruik gemaakt van de diepte waarop de eerste gley- of roestverschijnselen optreden om de drainagediepte te bepalen (Figuur 4-3). Het resultaat is een grid met een ruimtelijke resolutie van 100 x 100 m welke de zgn. Gemiddelde Hoogste Grondwaterstand (GHG) toont. Aangezien ook hier de data dient getransformeerd te worden naar het rekengrid van 400 x 400 m, werd als representatieve waarde voor de rekencel de minimale drainagediepte over deze cel genomen. Hierdoor blijft de valleibodem voldoende nat opdat de rivieren hun drainerende/voedende functie kunnen vervullen.

De drain-randvoorwaarde werd toegekend aan de cellen in de modellaag waarin het drainagepeil zich bevindt, en alle bovenliggende modellagen. Indien er in dezelfde cel een rivierrandvoorwaarde aanwezig is, dan werd de drain-randvoorwaarde niet toegekend, zodat een drain- en een rivierrandvoorwaarde nooit samen in één cel voorkomen. Op een aantal locaties (vooral in reliëfrijke gebieden) valt een aantal cellen in de bovenste modellaag droog en de grondwatervoeding komt in de eerste actieve laag terecht. In veel gevallen gaat het dan om een dunne laag die overeenkomt met een aquitard (dus met een zeer lage transmissiviteit) waardoor een sterke opbolling van het water berekend wordt, met onrealistisch grote stijghoogten. Om dit te vermijden werden in modellaag 2 nieuwe drains geïntroduceerd, in cellen waar de volgende aquitards voorkomen:

- HCOV 0300 (Boomse klei)
- HCOV 0900 (Ieperiaan aquitard) in het zuidwesten ($I \geq 100$ en $J \leq 170$)
- HCOV 0400 (kleilagen in de Oligoceen aquifer) in het oosten (I tussen 100 en 150 en $J \geq 140$)

Bovendien worden geen drains in modellaag 2 toegevoegd indien in modellaag 1 een winning aanwezig is. Op die manier wordt vermeden dat het probleem van droogvallende cellen (door grote winningen) gemaskeerd wordt. Op een klein aantal plaatsen met een zeer kleine winning in een droogvallende cel is er toch nog manueel een drain toegevoegd in modellaag 2.

Net zoals voor de RIVER-randvoorwaarden dient ook hier een conductantie berekend te worden voor de volledige beeklengte die een rekencel omvat. Als eerste benadering werd een éénheidsconductantie van 1 m/d weerhouden. In de veronderstelling dat er een beek ligt in elke rekencel met dezelfde afmetingen als deze van de rekencel, wordt een conductantie van 400 m²/d bekomen. De modelkalibratie dient uit te wijzen of de conductantie lokaal gewijzigd moet worden.



Figuur 4-3:
Drainagediepte als Gemiddeld Hoogste Grondwaterstand (GHG) zoals opgenomen
in het grondwatermodel

4.3.4 Grondwaterwinningen

Aangezien grondwaterwinningsputten betrekkelijk eenvoudig te importeren zijn in de GMS-software, werd er geopteerd om zo veel mogelijk winningen in rekening te brengen. Enkel de winningen waarvoor de betrokken aquifer niet gekend was, werden niet in rekening gebracht. Het gaat hier bijna uitsluitend om Waalse winningen. Ondanks hun grote aantal, vertegenwoordigen deze winningen slechts 2% van het totaal onttrokken volume in Wallonië. Aan de ingevoerde winningen werden de effectief onttrokken debieten toegekend. Voor hun ligging en respectievelijk debiet wordt verwezen naar het rapport van Deelopdracht 1 “Basisgegevens verzamelen en analyseren en opstellen van een conceptueel model” [9].

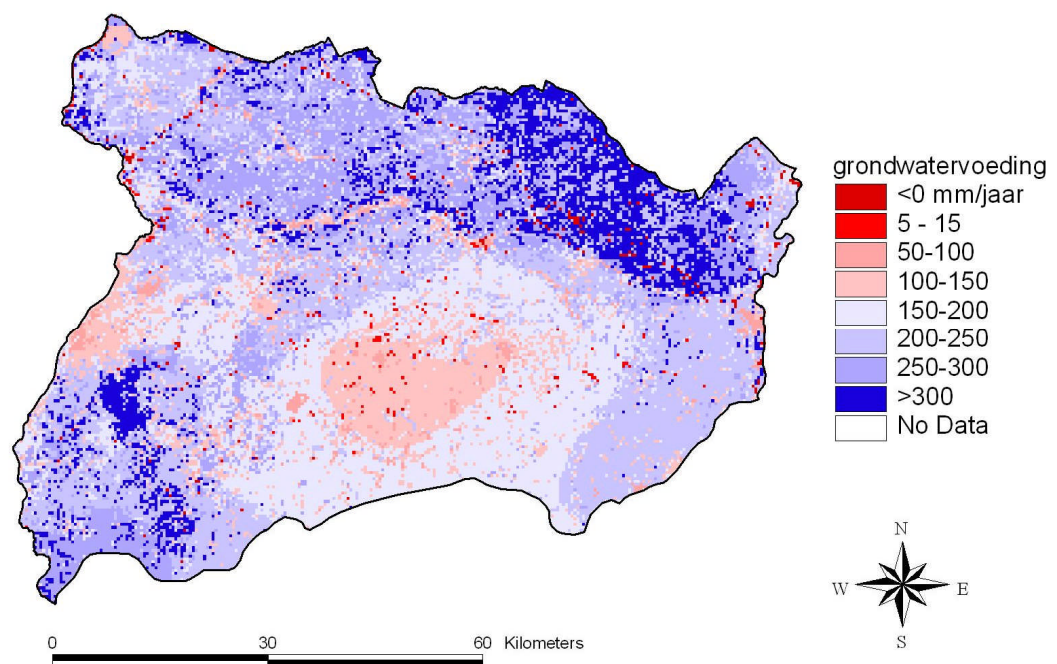
De winningen van de VMW werden in eerste instantie aangeleverd per installatie. Aangezien een installatie dikwijls uit meerdere pompputten bestaat, werd er in een aantal gevallen een te groot onttrokken debiet in één cel geplaatst. De betreffende cellen vielen daardoor droog, en deze relatief belangrijke winningen werden niet meer beschouwd in de volumebalans. Daarom werden de debieten van de initiële VMW-installaties uitgesplitst naar de afzonderlijke winningsputten. Deze putten liggen in de regel verspreid over meerdere cellen: de onttrokken debieten worden daardoor verdeeld over meerdere cellen en de kans op het droogvallen van die cellen neemt beduidend af.

4.3.5 Netto-grondwatervoeding

Een goede inschatting van de fractie hemelwater dat infiltreert, is cruciaal voor het bekomen van een correcte waterhuishouding in de bodem. Deze inschatting is echter niet eenvoudig aangezien de netto-grondwatervoeding bepaald wordt door niet enkel de neerslagintensiteit maar eveneens door de interceptie door vegetatie en de oppervlakkige afvoer. Gezien zijn complexiteit werd aan de Vrije Universiteit Brussel een Vlaams grondwatervoedingsmodel ontwikkeld met als doel de voorspelling van de lokale jaargemiddelde, zomer- en wintergemiddelde grondwatervoeding op basis van het landgebruik, bodemtype en topografie [1]. Het voordeel van deze benadering is dat geen aparte begroting van de evapotranspiratie nodig is; men bekomt rechtstreeks de netto-grondwatervoeding.

Om de grondwatervoeding te bepalen dient bijgevolg dit zgn. WetSpass-model zowel de neerslagintensiteit als de interceptie van hemelwater door vegetatie én de oppervlakkige afvoer te begroten. Door middel van een raster-GIS wordt alle relevante informatie met betrekking tot topografie, bodemtype en bodemgebruik ingevoerd. GIS-kaarten van de neerslag en potentiële verdamping worden eveneens geïmporteerd in het model. Met deze info is het WetSpass-model in staat om in elke rastercel de oppervlakkige afstroming, de reële verdamping en infiltratie in functie van de bodembedekking, de interceptie, evapotranspiratie, bodemvochtigheid, enz... te berekenen. Modelparameters werden bepaald a.h.v. literatuur en andere studies.

De grondwatervoeding zoals finaal ingelezen als een RECHARGE-randvoorwaarde in GMS/MODFLOW is getoond in Figuur 4-4.



Figuur 4-4:
Netto-grondwatervoeding zoals bekomen met het WetSpass-model

4.4 NUMERIEKE METHODEN EN PARAMETERS

Om de gediscretiseerde partiële differentiaalvergelijkingen op te lossen werd geopteerd voor twee numeriek algoritmen: 1) *Pre-Conditioned Conjugate Gradient* (PCG2), standaardalgoritme in GMS5.0 en 2) de *Geometric Multigrid (GMG) Solver*. De GMG solver is een nieuwe solver en pas beschikbaar in GMS versie 6.0. Gezien de GMG solver tot betere resultaten leidt, is de gevoeligheidsanalyse en kalibratie uitgevoerd met de GMG solver. Gezien de recente beschikbaarheid van de GMG solver en gezien de PCG2 solver gebruikt is bij de opbouw van het model worden beide methoden hieronder beschreven.

4.4.1 PCG2-algoritme

Het PCG2-algoritme is een iteratieve techniek waarbij de fout tussen opeenvolgende iteraties uitdeint tot beneden een drempelwaarde. Door de complexiteit van het probleem (de uitwiggende aquitards) zijn er lokale numerieke instabiliteiten waardoor convergentie niet wordt bereikt; het convergentie criterium voor de stijghoogte werd ingesteld op 0,01 m, d.w.z. dat de maximale verandering in stijghoogte voor alle rekencellen kleiner of gelijk aan 0,01 m dient te zijn. Het aantal iteraties werd daarom beperkt tot 50. Naast deze zgn. *outer* iteraties dient ook nog het maximum van de zgn. *inner* iteraties gedefinieerd te worden. Deze laatste specificeert het aantal iteraties waarna bepaalde PCG2-eigen parameters dienen bijgewerkt te worden. Het maximum *inner* iteraties werd ingesteld op 50.

Wegens de complexiteit van het grondwatersysteem kunnen er grote verschillen optreden tussen tussentijdse oplossingen van opeenvolgende iteraties. Dit kan leiden tot numerieke instabiliteiten. Om de sprongen in tussentijdse oplossingen op te vangen wordt de zgn. onder-relaxatiemethode toegepast. Door de relaxatiewaarde kleiner dan één te nemen wordt de tussentijdse oplossing procentueel aangepast voor slechts 100 x relaxatiewaarde, m.a.w. de bekomen oplossing ijlt na op de oplossing zoals bekomen met PCG2. Het oplossingsalgoritme blijft hierdoor stabiel maar het vraagt meer tijd opdat “convergentie” wordt bereikt. Bij het Brulandkrijt-grondwatermodel werd een relaxatiefactor van 0,97 weerhouden.

Zolang de vermelde numerieke instabiliteiten beperkt blijven tot enkele rekencellen leveren deze geen probleem op voor het globale resultaat. Om deze reden wordt dan ook de globale volumetrische balans van het grondwater over het studiegebied als een betere maatstaf dan het convergentie criterium beschouwd om de convergentie van de oplossing te bepalen. Discrepancies op de volumetrische balans van maximum 5% worden als aanvaardbaar beschouwd. In de niet-gekalibreerde basisversie van het model bedraagt deze afwijking minder dan 3%.

4.4.2 GMG algoritme

Het GMG algoritme is gebaseerd op de PCG2 methode. Deze methode heeft als voordeel dat convergentie sneller bekomen wordt bij een vergelijkbare hoeveelheid geheugen. De numerieke instabiliteiten die zijn vastgesteld met de PCG2 solver blijven bestaan en convergentie wordt niet bereikt. In vergelijking met de resultaten van het PCG2 algoritme, verlaagt de maximale verandering in stijghoogte met het GMG algoritme tot 3.5m voor de referentiesituatie. De fout in de waterbalans is gereduceerd tot -0.35%.

De instellingen van het GMG algoritme zijn ingesteld op 0.25 voor de *damping factor* (*adaptive damping* is ingeschakeld). De *damping factor* verkleint de maximale verandering in stijghoogte tussen de *outer iterations* zodat de oplossing stabiel is. De *adaptive damping* optie laat de damping factor variëren met de verandering in stijghoogte.

De *coarsening methode* is ingesteld op 1. Hierbij wordt de *coarsening methode* toegepast op rijen en kolommen, maar niet op de modellen. Er is gekozen om de *coarsening methode* enkel in horizontale richting toe te passen gezien er grote verschillen bestaan in de verticale hydraulische conductiviteit. *Coarsening* is een methode die de modelfout verkleint en uitvlakt met als doel het model sneller te laten convergeren.

4.5 BEGINVOORWAARDEN

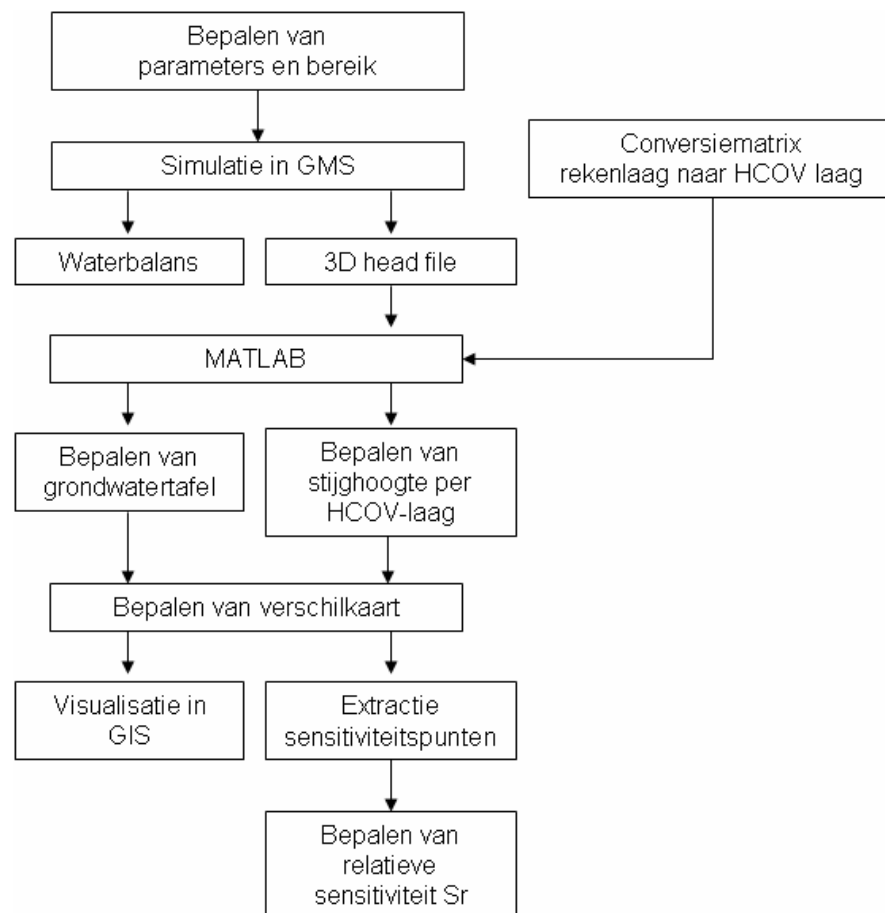
In alle rekenlagen werd als beginstijghoogte genomen: de lokale topografische hoogte van het maaiveld – 0,5 m.

5 GEVOELIGHEIDSANALYSE

Een essentiële stap bij de opbouw van een mathematisch model is de gevoeligheidsanalyse. Bij deze analyse worden de modelparameters en randvoorwaarden onderzocht op hun invloed op de berekende stijghoogtewaarden. Dit is niet enkel onontbeerlijk om het modelgedrag te begrijpen (en systeemkennis te vergaren), maar tevens essentieel om te differentiëren tussen “impactvolle” en “impactloze” parameters en randvoorwaarden. Kennis omtrent modelparameters kan het kalibratieproces sterk vereenvoudigen door enkel impactvolle parameters te beschouwen.

5.1 METHODOLOGIE

De automatische gevoeligheidsanalyse voorzien in GMS was niet toepasbaar gezien het model niet convergeert. De gevolgde methodologie voor het Brulandkrijtmodel is weergegeven in Figuur 5-1.



Figuur 5-1:
Schema methodologie voor gevoeligheidsanalyse

De gevolgde methodologie bestaat uit volgende stappen.

- Bepalen van de te wijzigen parameters en hun bereik
- Simulatie van de scenario's in GMS
- Conversie van de gesimuleerde stijghoogtes per rekenlaag naar stijghoogtes voor de grondwatertafel en voor elke HCOV-laag
- Analyse van de verschillen in de waterbalans t.o.v. de referentiesimulatie.
- Visualisatie van de verschilkaarten in GIS
- Berekening van de relatieve gevoeligheid S_r

Elk van de stappen wordt hieronder beschreven.

5.1.1 Bepalen van de te wijzigen parameters en hun bereik

Op de technische vergadering van 31/04/2006 is beslist om de gevoeligheidsanalyse uit te voeren voor volgende parameters:

- doorlatendheden K_h voor de HCOV-hoofdeenheden 0100, 0200, 0300, 0400, 0500, 0600, 0700-0800-0900, 1000 en 1100
- grondwatervoeding (RCH)
- drainage conductantie (DRN)
- rivierconductantie (RIV)

Voor RIV, DRN en RCH is het effect op de grondwatertafel en op de waterbalans bepaald. Voor de doorlatendheden is het effect op de stijghoogte van de respectievelijke HCOV-eenheid bepaald evenals het effect op de totale waterbalans.

Voor elk van de bovenstaande parameters is de gevoeligheid bepaald door het effect van een verlaging (MIN-scenario) en een verhoging (MAX-scenario) van de respectievelijke parameter te bepalen. In Tabel 5-1 is weergegeven met welke factor de parameters zijn gewijzigd.

Parameter	Factor
RCH	1.25
DRN	5
RIV	5
K_h	10

Tabel 5-1:

Multiplatiefactor voor gevoeligheidsanalyse per parameter. Eenzelfde factor is gebruikt voor zowel de verlaging als de verhoging van de referentieparameterwaarden

5.1.2 Simulatie van de scenario's in GMS

De gewijzigde parameters worden als scenario's ingevoerd in GMS en vervolgens gesimuleerd. Gezien het model niet convergeert is ervoor gekozen om de simulatie van een scenario stop te zetten in de iteratiestap waar de maximale verandering van de stijghoogte een stabiele minimale waarde heeft en waar de fout in de waterbalans kleiner is dan 1%. Voor de meeste scenario's was het mogelijk om – zoals in de referentietoestand – het algoritme stop te zetten na 70 simulaties. Voor een aantal scenario's werd het model in deze iteratiestap onstabiel zodat een ander moment in de iteratiecyclus is gekozen. De simulatie is stopgezet na 100 simulaties voor volgende scenario's: 0300_min, 0400_min en 1000_min. Een andere iteratiestap is ook gekozen voor 0600_max (50 iteratiestappen) en 0700_min (90 iteratiestappen). Deze methode is gevolgd om een maximale vergelijkbaarheid tussen de verschillende scenario's te bekomen. Uit een klein vergelijkend onderzoek blijkt dat het afbreken van de simulatie op een ander tijdstip in de iteratiecyclus voornamelijk verschillen geeft voor een aantal extreme waarden (die ook oorzaak zijn van de non-convergentie), op een beperkt aantal locaties. De voorgestelde resultaten zijn echter wel bruikbaar voor het bepalen van de algemene gevoeligheid van het model. Het blijft echter raadzaam om de verschillenkaarten met een kritisch oog te bekijken. Een deel van het verschil wordt immers verklaard door een toevalsfactor die wordt gegenereerd door het afbreken van de simulatie.

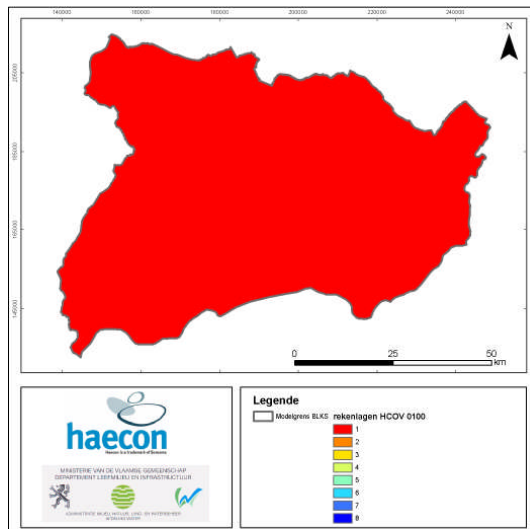
5.1.3 Conversie van de gesimuleerde stijghoogtes per rekenlaag naar de grondwatertafel en naar stijghoogtes voor elke HCOV-laag

De stijghoogtes gesimuleerd in GMS worden geëxporteerd als *3-D head files* en ingevoerd voor verwerking in Matlab. Door de complexe opbouw van het rekengrid en het gebruik van het HUF-package vallen echter niet alle hydrogeologische eenheden (=HCOV-lagen) samen met een MODFLOW-rekenlaag. Een HCOV-laag kan in het rekenmodel terechtkomen in één, twee of meer verschillende rekenlagen.

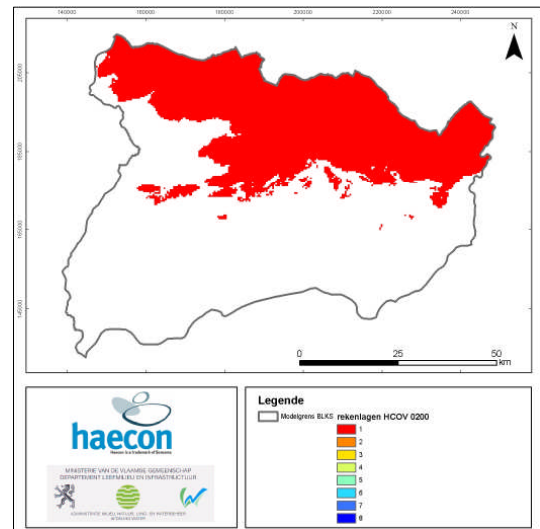
Om de resultaten van het grondwatermodel hydrogeologisch zinvol te maken is een conversiematrix tussen de rekenlagen en de HCOV-lagen opgebouwd. De conversiematrix is opgesteld door de top, basis en voorkomingsgrens van de HCOV-lagen te vergelijken met die van de rekenlagen. Voor elk van de HCOV-lagen bestaat een 2D-matrix met voor elke cel een aanduiding van de rekenlaag waarin de HCOV-eenheid gemodelleerd wordt. Middels deze conversiematrix zijn de stijghoogtes per rekenlaag omgezet naar enerzijds de grondwatertafel (voor de DRN,

RIV en RCH scenario's) en anderzijds naar de stijghoogte per HCOV-laag (voor de K_h -scenario's).

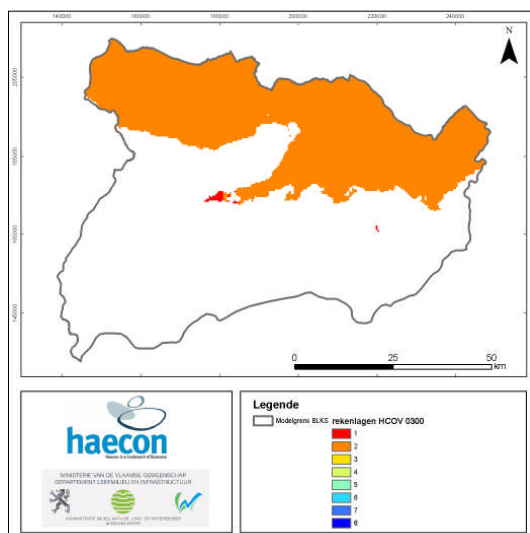
Ter illustratie wordt in Figuur 5-2 t.e.m. Figuur 5-10 de conversiematrix gevisualiseerd voor elke HCOV-laag. Hieruit blijkt dat belangrijke delen van de aquifers met HCOV-code 0400, 0600, 1000 en 1100 in het zuiden van het modelgebied in rekenlaag 1 terecht komen.



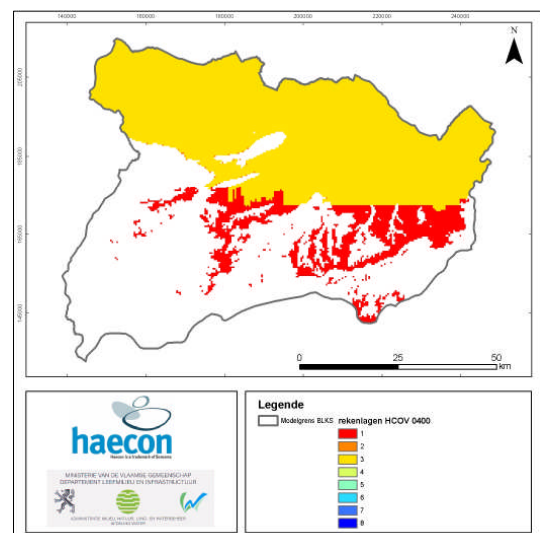
Figuur 5-2:
Conversiematrix voor HCOV 0100



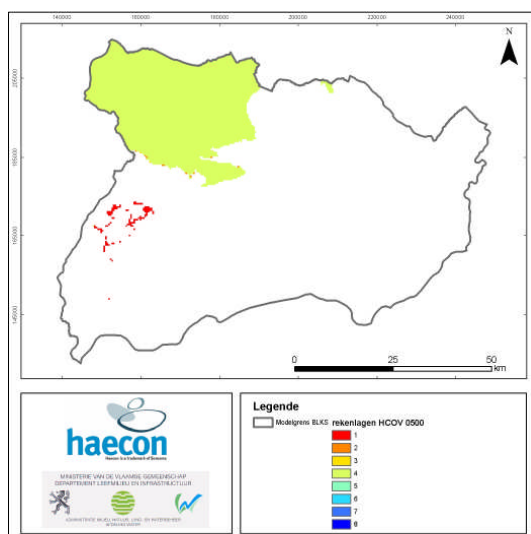
Figuur 5-3:
Conversiematrix voor HCOV 0200



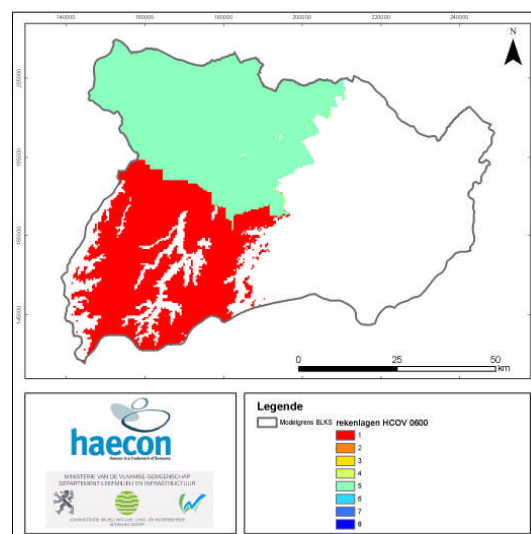
Figuur 5-4:
Conversiematrix voor HCOV 0300



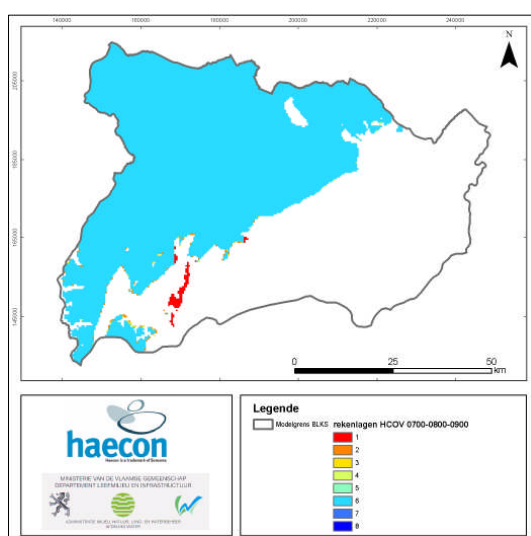
Figuur 5-5:
Conversiematrix voor HCOV 0400



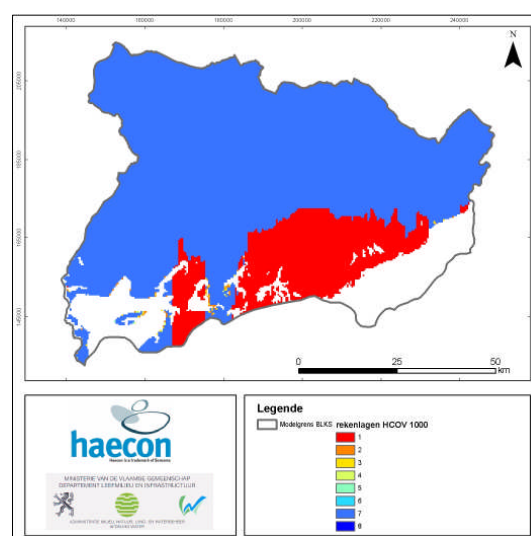
Figuur 5-6:
Conversiematrix voor HCOV 0500



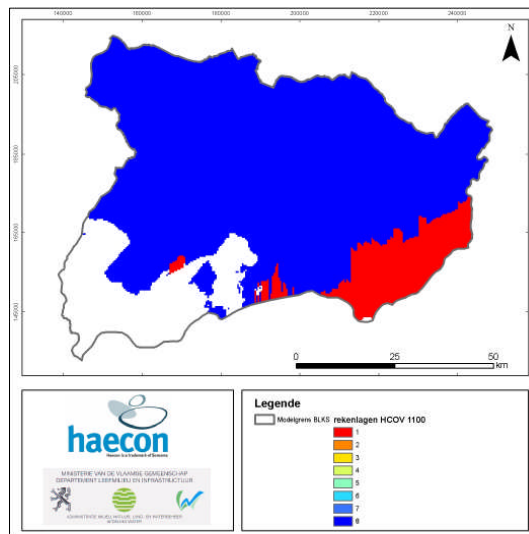
Figuur 5-7:
Conversiematrix voor HCOV 0600



Figuur 5-8:
Conversiematrix voor HCOV 0700-0800-0900



Figuur 5-9:
Conversiematrix voor HCOV 1000



Figuur 5-10:
Conversiematrix voor HCOV 1100

5.1.4 Analyse van de verschillen in de waterbalans t.o.v. de referentiesimulatie

Ook een analyse van de volumetrische waterbalans is nuttig bij de gevoeligheidsanalyse. Dit geeft inzicht in het gedrag van het systeem en de veranderingen in de fluxen als gevolg van een verandering van de parameterwaarden.

De waterbalans geeft een overzicht van de totale in- en uitgaande flux voor elk type randvoorwaarde (CHD, RIV, DRN, WEL, RCH). De gedetailleerde balans voor de referentiesituatie wordt opgemaakt, waarna de waterbalansen voor de verschillende sensitiviteitsscenario's met de referentie-waterbalans vergeleken worden.

5.1.5 Visualisatie van de verschilkaarten in GIS

Voor elke te onderzoeken parameter is het effect van de verandering in parameterwaarde gevisualiseerd d.m.v. verschilkaarten in GIS. Verschilkaarten zijn opgemaakt voor de verlaging (MIN – REF scenario) en de verhoging (MAX – REF scenario) van de beschouwde parameter.

5.1.6 Berekening van de relatieve gevoeligheid S_r

De automatische sensitiviteitsanalyse uit GMS is gezien de niet-convergentie niet toegepast. Een vereenvoudigde gevoeligheidsanalyse werd uitgevoerd, waarbij de relatieve gevoeligheid S_r berekend wordt. De relatieve gevoeligheid S_r is de verhouding tussen het verschil in stijghoogte t.o.v. de relatieve wijziging van de parameterwaarde:

$$S_r = \frac{\Delta h}{\Delta p / p}$$

met:

h = berekende stijghoogte

p = te onderzoeken parameter

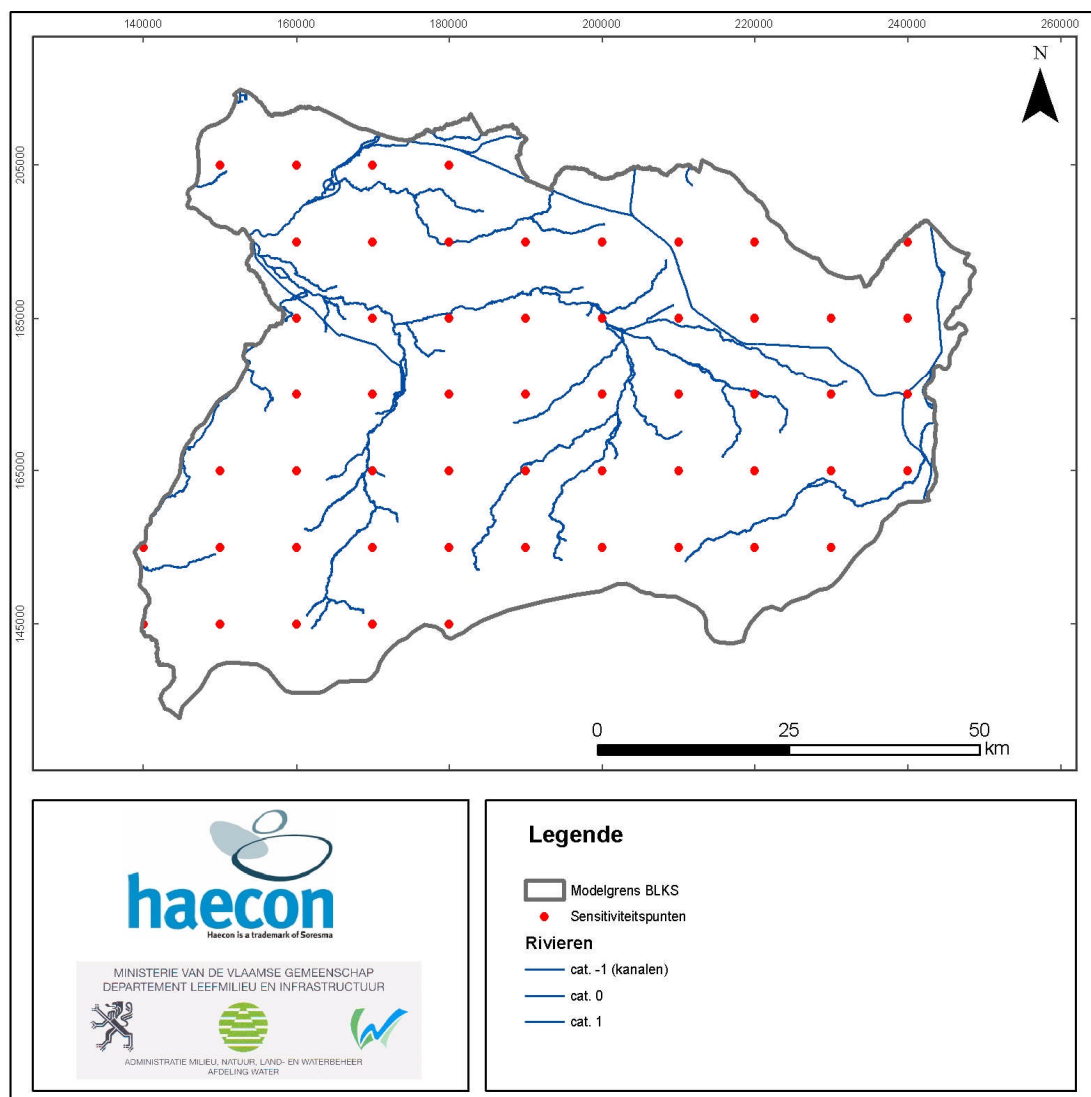
De relatieve gevoeligheid S_r is bepaald voor een set van sensitiviteitspunten. Dit zijn punten die met een tussenafstand van 10 km regelmatig verdeeld zijn over het modelraster. Per modellaag wordt de relatieve gevoeligheid bepaald voor maximaal 55 sensitiviteitspunten. Om de vergelijkbaarheid tussen scenario's optimaal te houden, zijn dezelfde punten voor elk scenario gebruikt.

De volgende drie types van relatieve gevoeligheid zijn berekend:

- $S_{r,max}$: S_r voor de verhoging van de parameterwaarden
- $S_{r,min}$: S_r voor de verlaging van de parameterwaarden
- $S_{r,range}$: S_r voor het volledige bereik waarover de parameter veranderd is (Hierbij is $\Delta h = h_{max} - h_{min}$)

Deze drie types zijn bepaald voor elk sensitiviteitspunt. De totale relatieve gevoeligheid voor elk type is bepaald als het gemiddelde van de absolute waarde van de relatieve gevoeligheid in elk sensitiviteitspunt.

Figuur 5-11 toont de verdeling van de sensitiviteitspunten over het modelgebied en Tabel 5-2 geeft een overzicht van het aantal sensitiviteitspunten in elke HCOV-eenheid.



Figuur 5-11:
Verdeling van de sensitiviteitspunten over het modelgebied

HCOV	Aantal sensitiviteitspunten
0100	54
0200	22
0300	22
0400	31
0500	8
0600	28
0700-0800-0900	27
1000	49
1100	46

Tabel 5-2:
Aantal sensitiviteitspunten per HCOV-eenheid

5.2 RESULTATEN

5.2.1 Bereik doorlatendheden

In de gevoeligheidsanalyse is de horizontale geleidbaarheid van alle HUF-lagen die tot dezelfde rekenlaag behoren gelijktijdig aangepast met factor 10. De verhouding tussen de horizontale en verticale geleidbaarheid werd behouden. Het onderzochte bereik is gegeven in Tabel 5-3.

HCOV	Minimum [m/d]	Referentie [m/d]	Maximum [m/d]
> 0170	0.6	6	60
0170	3	30	300
0210-0220	0.04	0.4	4
0252-0253	1	10	100
0254	0.05	0.5	5
0256	1	10	100
0300	1.0E-07	1.0E-06	1.0E-05
0410	0.1	1	10
0420	1.0E-07	1.0E-06	1.0E-05
0430	0.46	4.6	46
0440	1.0E-07	1.0E-06	1.0E-05
0450	0.01	0.1	1
0500	1.0E-07	1.0E-06	1.0E-05
0600	2	20	200
0700	1.0E-05	1.0E-04	1.0E-03
0800	0.1	1	10
0900	1.0E-05	1.0E-04	1.0E-03
1000	0.1	1	10
1100	0.5	5	50

Tabel 5-3:
Onderzochte hydraulische geleidbaarheden bij de gevoeligheidsanalyse

Een constante factor is gekozen voor aanpassing van de doorlatendheden en niet het fysisch bereik van de betreffende lagen. Het laatste zou vergelijkbaarheid tussen scenario's beperken. Bovendien is het fysisch bereik, geïnventariseerd in deelopdracht 1 van deze studie, niet gekend voor alle HCOV-eenheden.

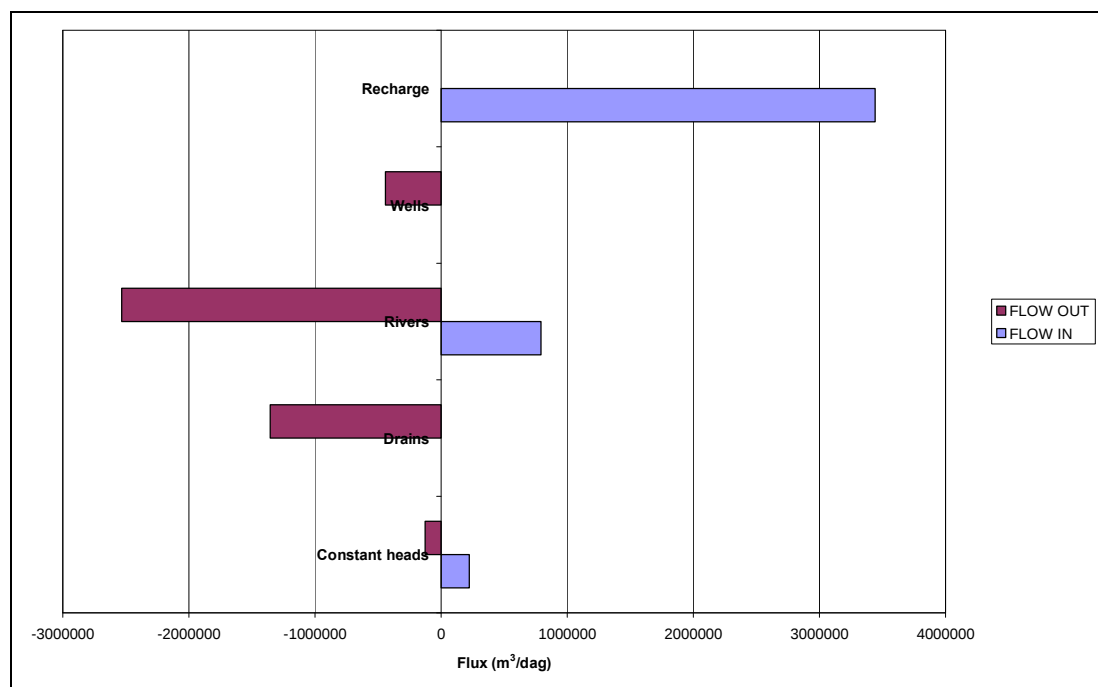
5.2.2 Analyse van de waterbalans

Tabel 5-4 en Figuur 5-12 geven de waterbalans weer voor de referentiesimulatie van het grondwatermodel. De inkomende flux in het systeem komt voornamelijk op rekening van de grondwatervoeding door neerslag (77 %) en de grondwatervoeding door infiltratie uit waterlopen (18 %).

Voor de uitgaande flux uit het systeem zijn vooral de drainage door waterlopen (57 %) en de perceelsdrainage (30 %) verantwoordelijk. De uitgaande flux door grondwaterwinningen bedraagt 10 %.

	FLOW IN	FLOW OUT	FLOW IN (%)	FLOW OUT (%)
Sources/Sinks	(m ³ /dag)			
Constant heads	222341	-127802	5.0	2.9
Drains	0	-1357573	0.0	30.4
Rivers	791001	-2535032	17.7	56.8
Wells	0	-441133	0.0	9.9
Recharge	3444110	0	77.3	0.0
Total Source/Sink	4463239	-4478747	100.0	100.0

Tabel 5-4:
Volumetrische waterbalans in de referentietoestand



Figuur 5-12:
Staafdiagram met de volumetrische waterbalans in de referentietoestand

Figuur 5-13 (IN-flux) en Figuur 5-14 (OUT-flux) tonen een vergelijking van de totale fluxen in en uit het systeem tussen de referentietoestand enerzijds en de verschillende scenario's van de gevoeligheidsanalyse anderzijds.

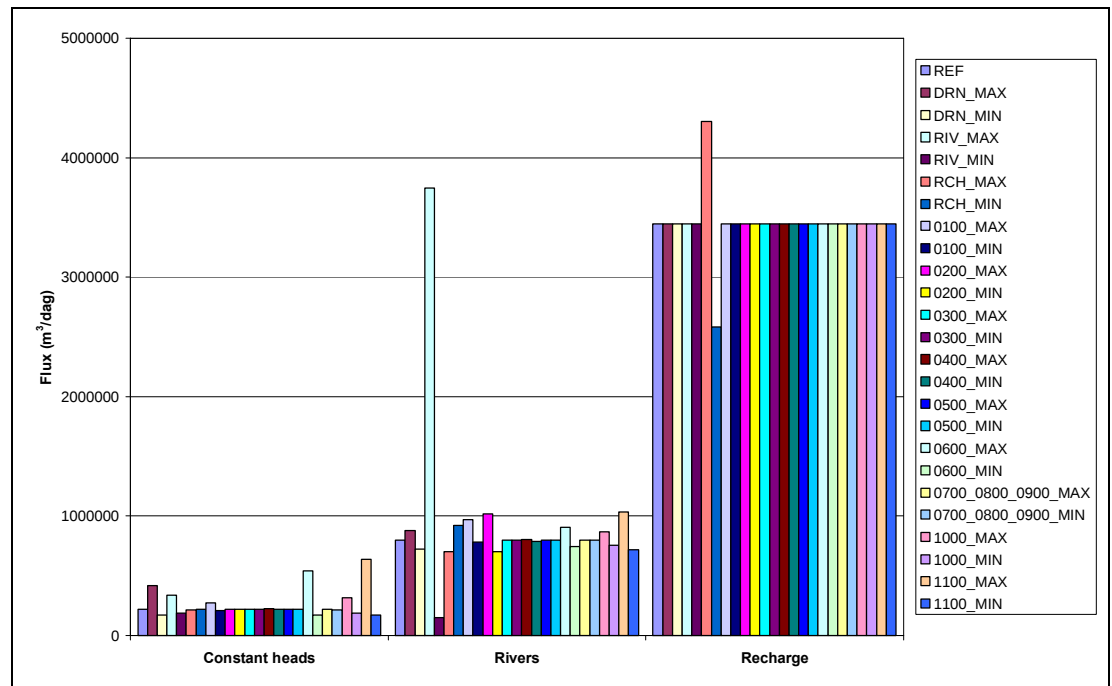
De veranderende flux door de **constant heads** randvoorwaarden is voor het grootste deel te verklaren door de gewijzigde hydraulische conductiviteiten bij de verschillende scenario's. Bij eenzelfde stijghoogtegradiënt is er bij aanpassing van de K_h -waarde een recht evenredig verband met de flux Q (volgens de wet van Darcy). De wijziging in de volumebalans voor de CHD-component is het grootst voor de scenario's waarbij de K_h -waarden van de lagen HCOV 0600 en 1100 gewijzigd worden.

De inkomende flux door de **rivers** randvoorwaarden wijzigt relatief weinig bij de verschillende scenario's, behalve bij de scenario's met gewijzigde rivierconductanties. De werking van zowel drainerende als voedende waterlopen wordt versterkt in het RIV_MAX scenario, terwijl in het RIV_MIN scenario de drainerende en de voedende werking van de waterlopen sterk afgezwakt wordt. In het scenario RIV_MAX wordt de grondwatervoeding door waterlopen zelfs groter dan de voeding door recharge. Van alle K_h -scenario's is het verschil in de rivers-influx het grootst tussen de scenario's 1100_MIN en 1100_MAX. In het zuiden van het modelgebied dagzoomt het Krijt (HCOV 1100); deze formatie is er samen met de waterlopen aanwezig in modellaag 1. Een lage resp. hoge conductiviteit zorgt voor een grotere resp. kleinere opbolling en een kleinere resp. grotere influx vanuit de waterlopen.

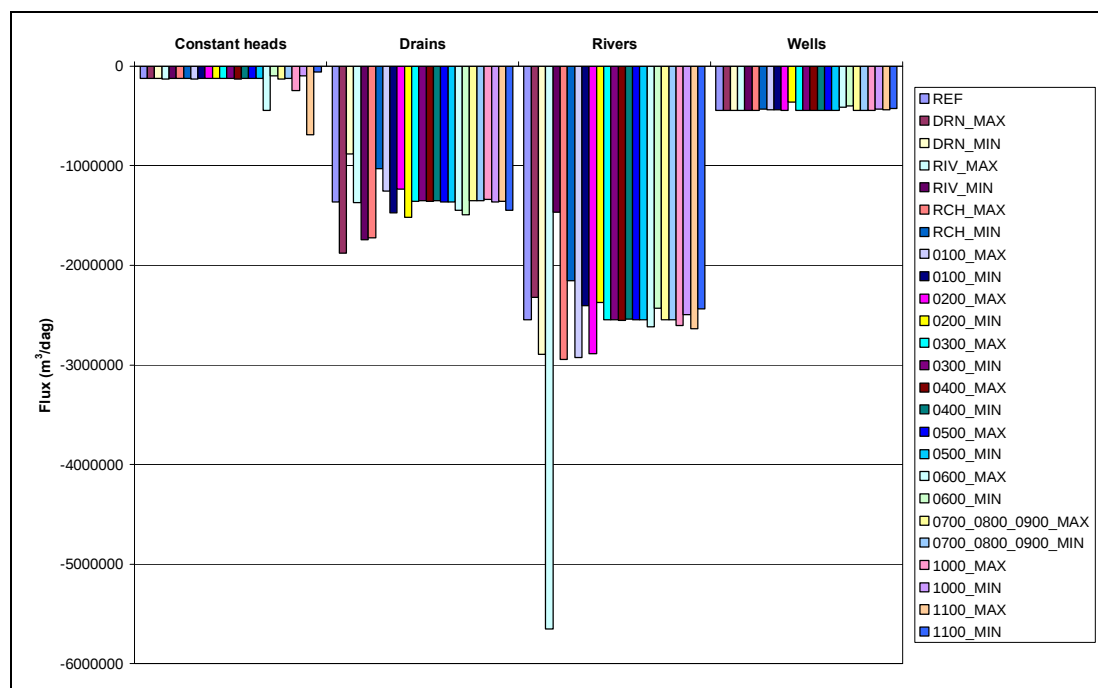
De flux door de **recharge** randvoorwaarden wijzigt zoals verwacht enkel bij de RCH_MAX en RCH_MIN scenario's.

Het effect op de uitgaande flux door de **drains** en de **rivers** boundary cells is het grootst in de scenario's waarbij oppervlakkige parameters/randvoorwaarden gewijzigd worden (DRN, RIV, RCH, 0100 en 0200 scenario's). De drains- en rivers-uitfluxen zijn in zekere mate compenserend: bij een grotere drains-outflow hoort een kleinere rivers-outflow, en omgekeerd. Bij een grotere grondwatervoeding door neerslag voeren zowel drains als rivers meer grondwater af. Van alle K_h -scenario's is bij een gewijzigde K_h voor de oppervlakkige lagen HCOV 0100 en 0200 het effect op de afvoer door drains en rivers het grootst.

De uitgaande flux door grondwaterwinningen (**wells**) blijft nagenoeg constant. De afwijking van de referentiewaarde in sommige scenario's (bv. 0200_MIN, 0600_MIN) is te verklaren door het droogvallen van cellen in de bovenste rekenlaag als gevolg van de combinatie van grote winningen en een lage conductiviteit. De winningen in de droogvallende cellen worden niet meer meegeteld in de waterbalans.



Figuur 5-13:
Vergelijking van de inkomende flux van de volumetrische waterbalans (FLOW IN)
voor alle scenario's van de gevoeligheidsanalyse en de referentietoestand



Figuur 5-14:
Vergelijking van de uitgaande flux van de volumetrische waterbalans (FLOW OUT) voor alle scenario's van de gevoeligheidsanalyse en de referentietoestand

5.2.3 Effect op stijghoogte en grondwatertafel

Tabel 5-5 geeft de gemiddelde stijghoogteverschillen voor elk scenario dat in de gevoeligheidsanalyse werd doorgerekend (2 scenario's MAX en MIN per parameter). Deze verschillen werden berekend op basis van de sensitiviteitspunten zoals beschreven onder paragraaf 5.1.6.

Scenario	Gemiddeld stijghoogteverschil (m)	
	MAX	MIN
RIV	0.12	0.20
DRN	-0.22	0.46
RCH	0.57	-0.61
0100	-0.70	0.33
0200	-3.07	1.46
0300	0.99	-0.40
0400	-0.23	0.10
0500	0.36	-0.10
0600	-4.10	3.39
0700-0800-0900	0.44	-1.05
1000	0.43	-0.18
1100	-3.88	-2.39

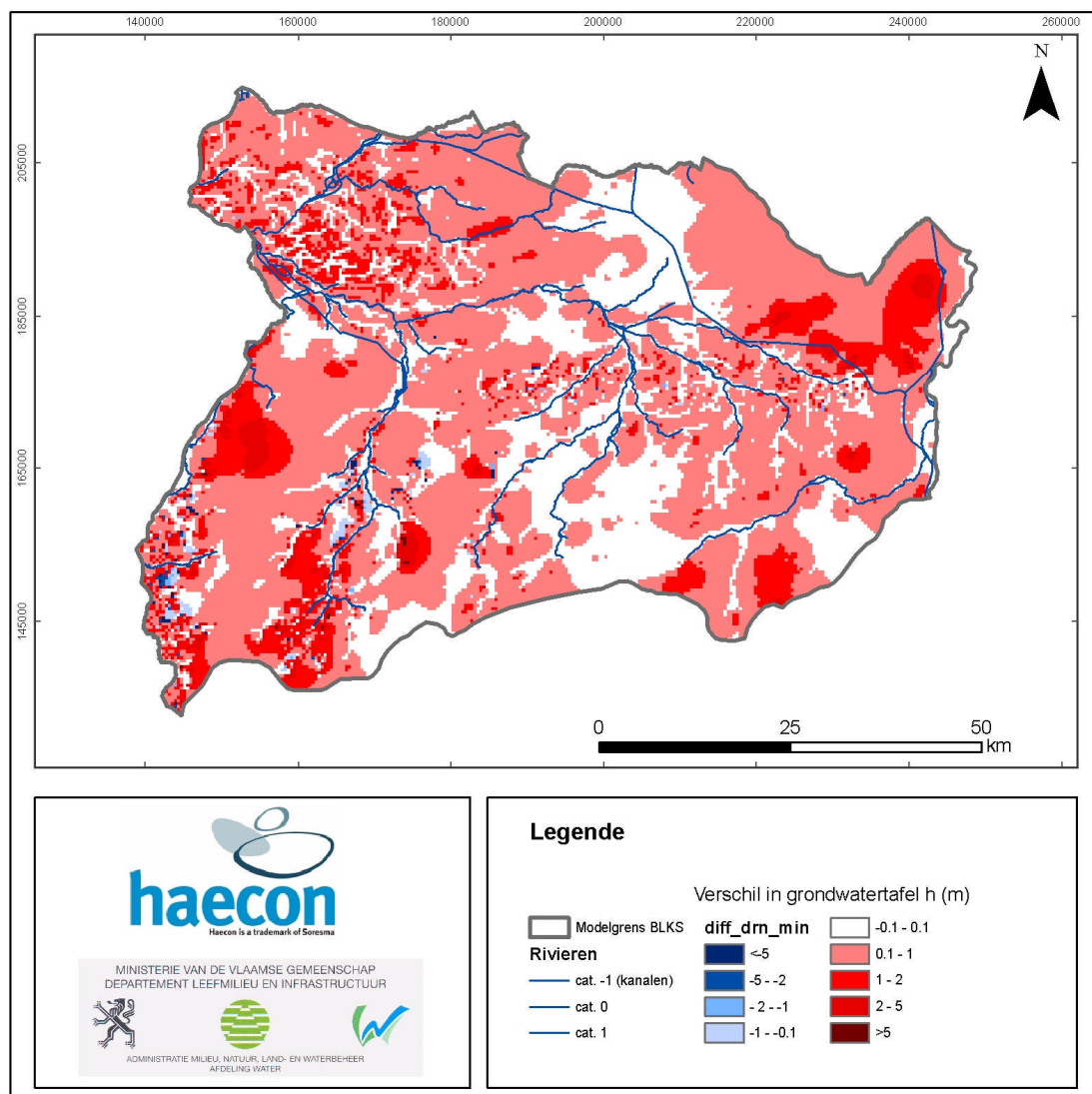
Tabel 5-5:
Gemiddelde stijghoogteverschillen (K_h -parameters) en verschillen in grondwatertafel (RIV, DRN, RCH parameters) voor de verschillende scenario's van de gevoeligheidsanalyse (berekend op basis van de sensitiviteitspunten)

Hierna worden de verschillende doorgerekende scenario's van de gevoeligheidsanalyse besproken, en wordt het effect van gewijzigde parameterwaarden op de stijghoogten gevisualiseerd aan de hand van verschilkaarten.

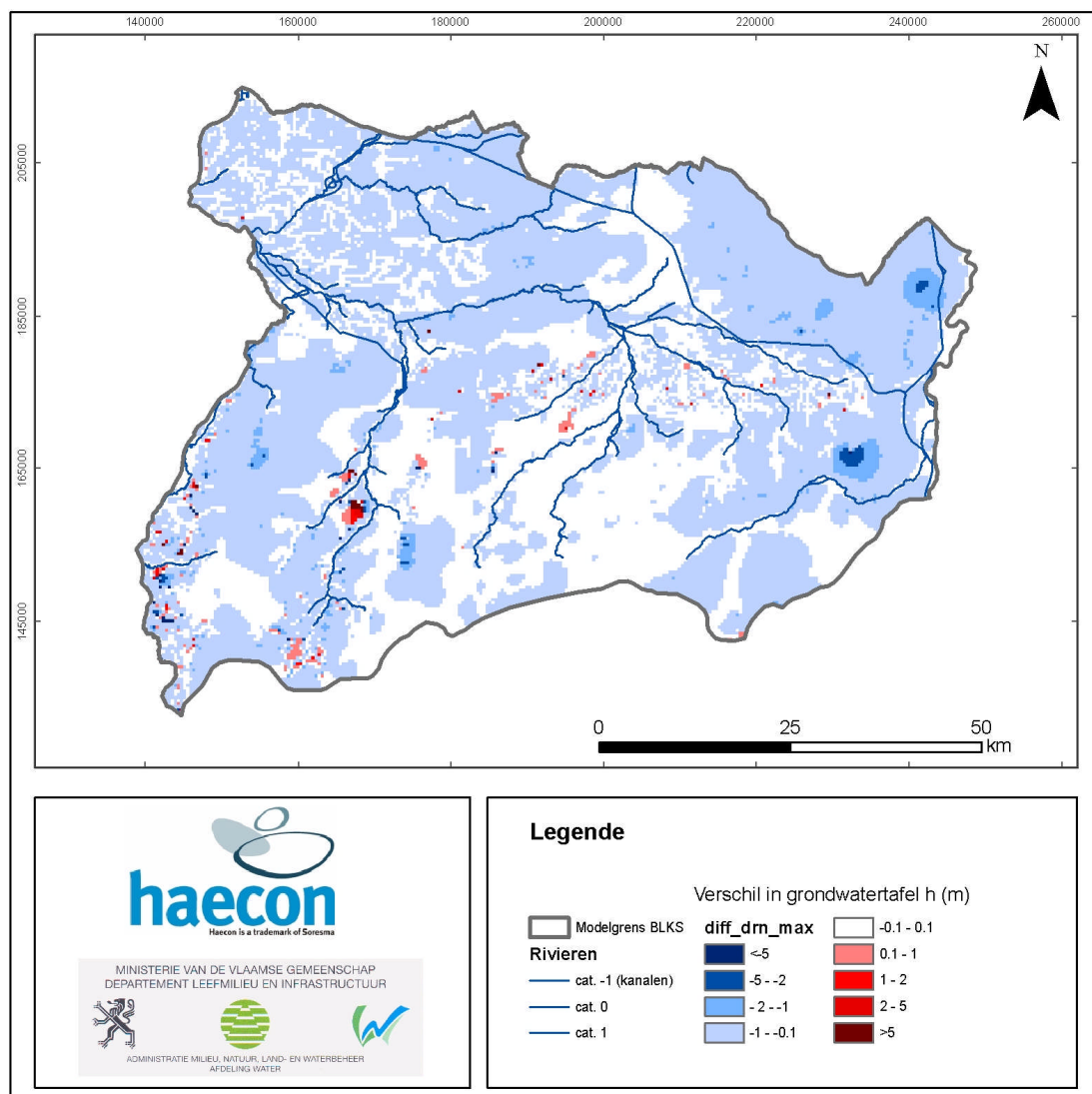
5.2.3.1 Drainageconductantie

Figuur 5-15 en Figuur 5-16 tonen de verschilkaarten van de grondwatertafel bij een verlaging resp. verhoging van de drainageconductantie. Gemiddeld treedt er bij de verlaging van de conductantie een verhoging van de grondwatertafel op, en bij verhoging van de conductantie een verlaging van de grondwatertafel. Het effect op de grondwaterstand is iets sterker bij een verlaging van de drainageconductantie dan bij een verhoging.

Het effect van een gewijzigde drainageconductantie is ook sterker in de meer reliëfrijke gebieden en op de interfluvia. Dit zijn gebieden met een doorgaans dikkere freatische laag, en het effect van de waterlopen op de grondwatertafel is er ook kleiner dan in de valleien. Er wordt namelijk minder makkelijk water afgevoerd als de DRAIN conductantie verlaagd wordt waardoor een sterkere opbolling van het grondwater berekend wordt. In de valleien is het effect minder groot omdat de RIVER randvoorwaarde nog steeds toelaat dat grondwater lokaal afgevoerd kan worden via de waterlopen. Op de interfluvia ontbreken deze RIVER randvoorwaarden waardoor het effect van de gewijzigde DRAINS er groter is.



Figuur 5-15:
Verandering van de grondwatertafel ten opzichte van de referentietoestand bij een verlaging van de drainage conductantie met factor 5

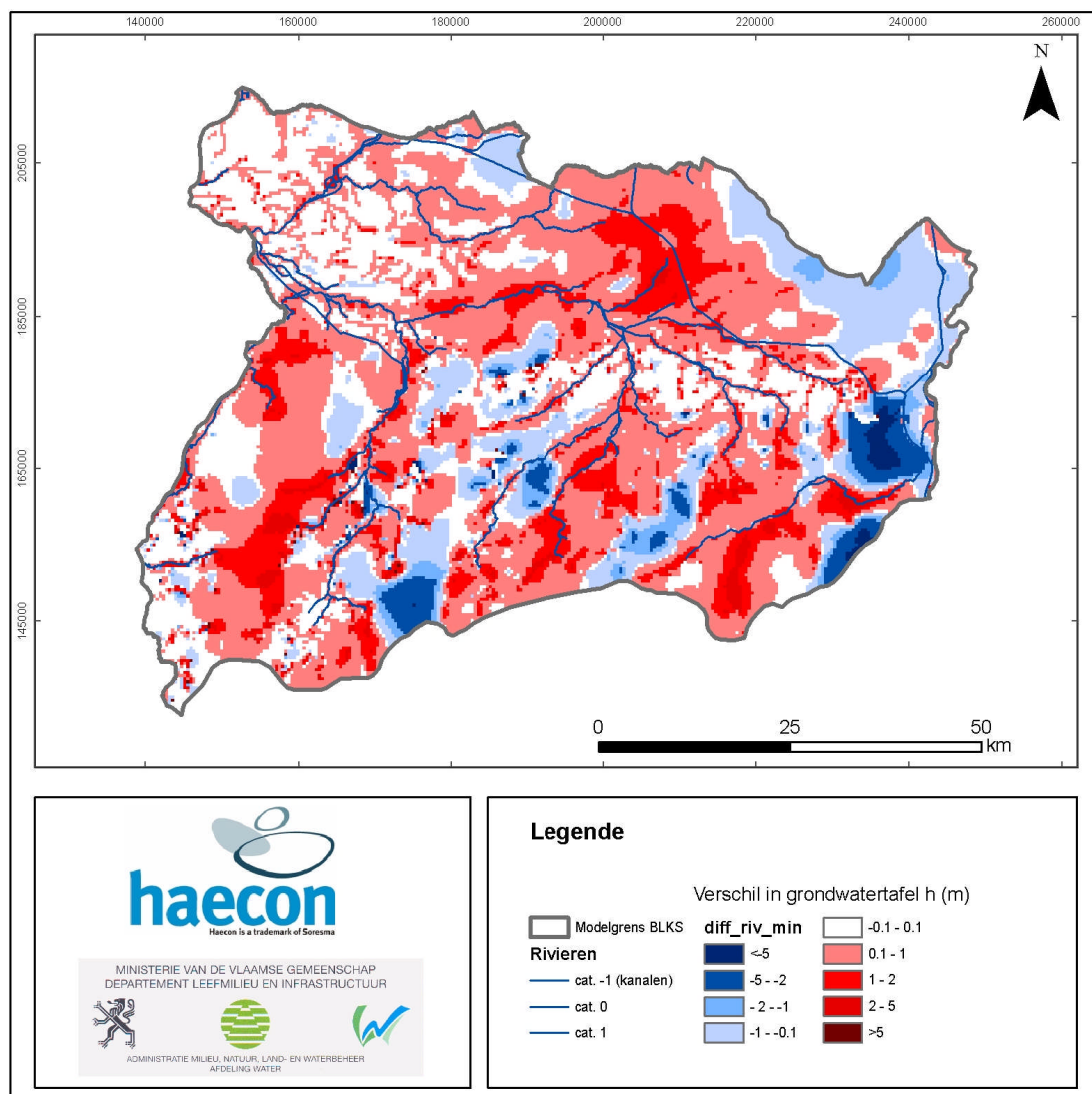


Figuur 5-16:
Verandering van de grondwatertafel ten opzichte van de referentietoestand bij een verhoging van de drainage conductantie met factor 5

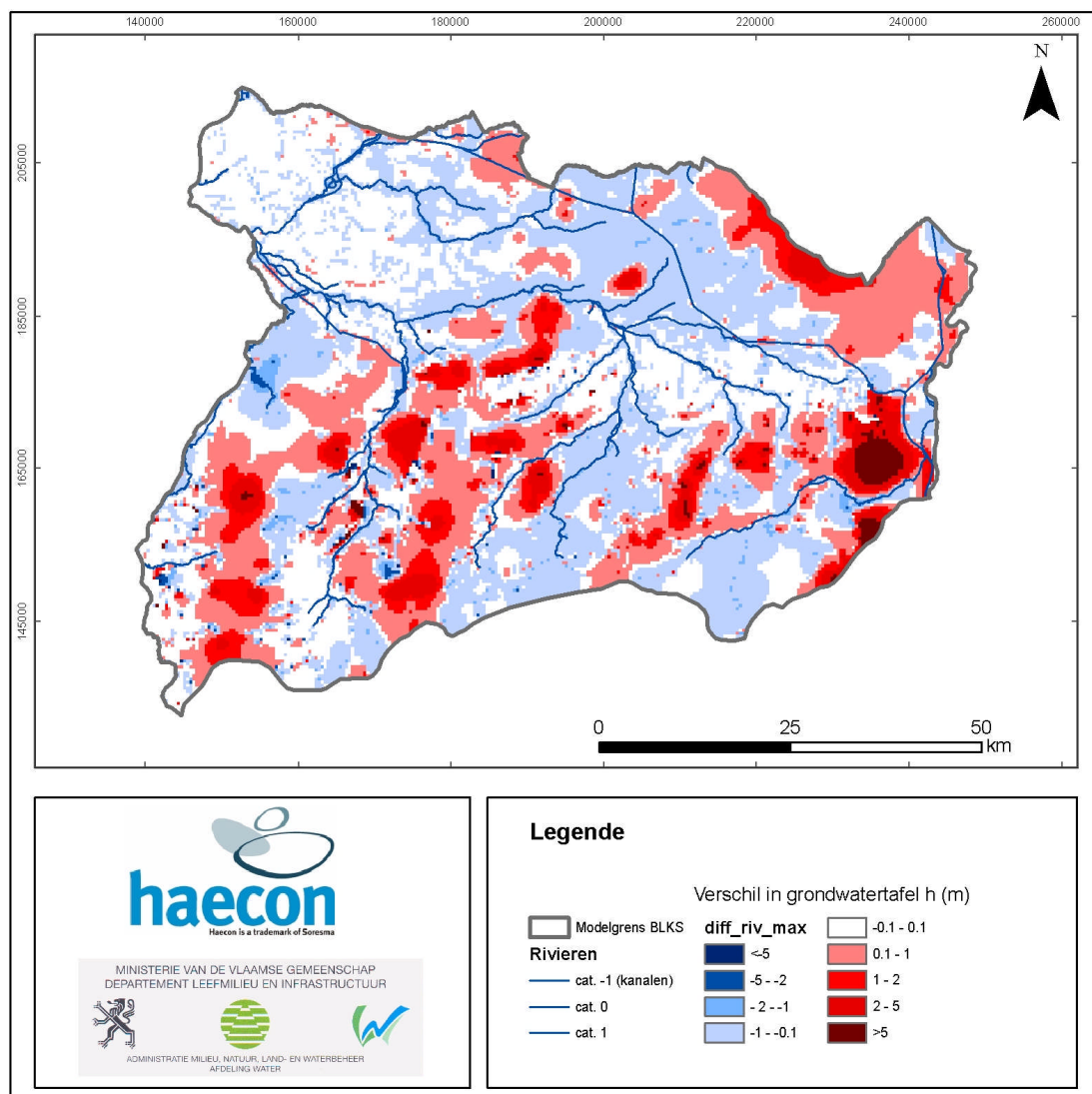
5.2.3.2 Rivierconductantie

Figuur 5-17 en Figuur 5-18 tonen de verschilkaarten van de grondwatertafel bij een verlaging resp. verhoging van de rivierconductantie. Op basis van de resultaten voor alleen de sensitiviteitspunten treedt er zowel bij de verlaging als bij de verhoging van de conductantie een gemiddelde verhoging van de grondwatertafel op. Wordt het gemiddelde effect berekend voor alle cellen van het raster, dan treedt er bij de verlaging resp. verhoging van de rivierconductantie een verhoging resp. verlaging van de grondwatertafel op. Dit kan erop wijzen dat de gekozen set van sensitiviteitspunten niet groot genoeg is om een representatief beeld te geven van het gemiddelde effect bij de verschillende scenario's van de gevoeligheidsanalyse.

De werking van zowel drainerende als voedende waterlopen wordt versterkt in het RIV_MAX scenario, terwijl in het RIV_MIN scenario de drainerende en de voedende werking van de waterlopen sterk afgezwakt wordt. Daardoor komen in beide figuren zowel gebieden voor met een verlaging als een verhoging van de grondwatertafel. Het effect op de grondwaterstand is sterker bij een verlaging van de rivierconductantie dan bij een verhoging.



Figuur 5-17:
Verandering van de grondwatertafel ten opzichte van de referentietoestand bij een verlaging van de rivierconductantie met factor 5



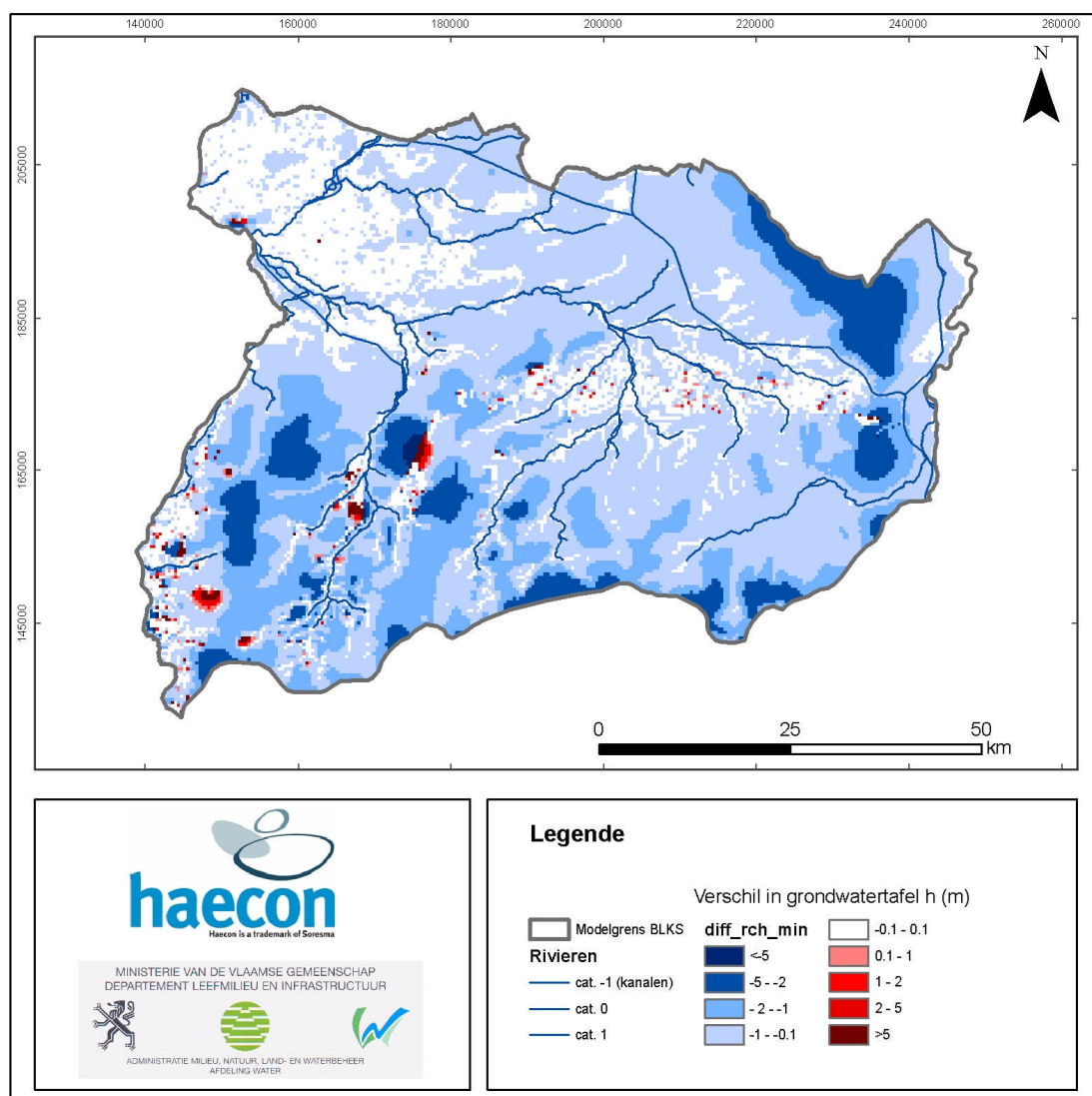
Figuur 5-18:
Verandering van de grondwatertafel ten opzichte van de referentietoestand bij een verhoging van de rivierconductantie met factor 5

5.2.3.3 Grondwatervoeding door neerslag

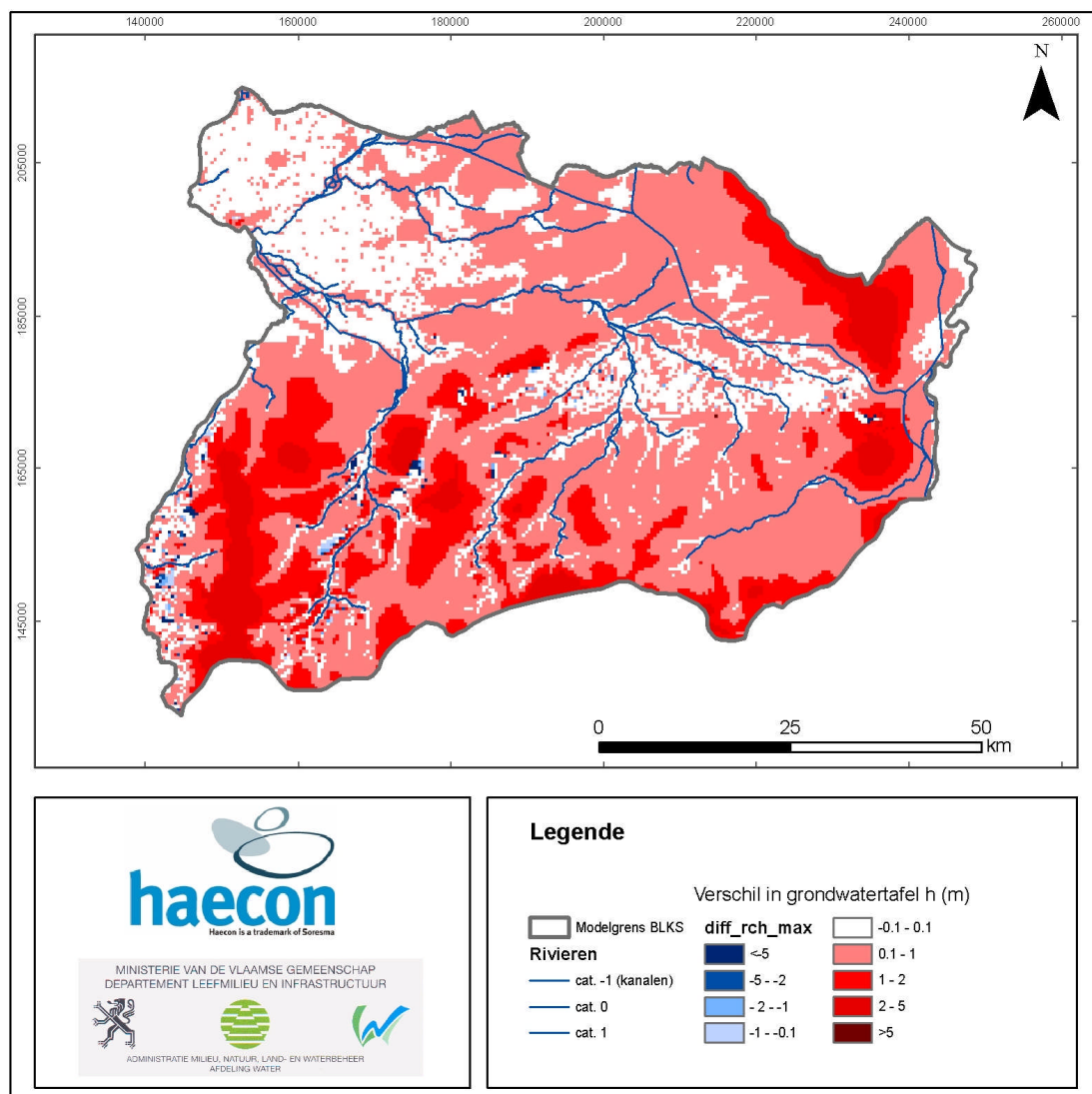
Figuur 5-19 en Figuur 5-20 tonen de verschilkaarten van de grondwatertafel bij een verlaging resp. verhoging van de grondwatervoeding door neerslag. Gemiddeld treedt er bij de verlaging resp. verhoging van de voeding door neerslag een verlaging resp. verhoging van de grondwatertafel over vrijwel het volledige gebied op.

Het effect van een gewijzigde grondwatervoeding door neerslag is sterker in de meer reliëfrijke gebieden en op de interfluvia. Dit zijn gebieden met een doorgaans dikker freatisch pakket, en het effect van de waterlopen op de grondwatertafel is er ook kleiner dan in de valleien.

De lokale inconsistenties op de verschilkaarten (bv. overgang van <-5 naar >5 ten oosten van de Dijle) kunnen verklaard worden door laagsprongen in de modelopbouw en door het lokaal droogvallen van cellen. Hierdoor wordt een wijziging van de grondwatertafel soms berekend als het verschil tussen stijghoogten in verschillende rekenlagen.



Figuur 5-19:
Verandering van de grondwatertafel ten opzichte van de referentietoestand bij een verlaging van de grondwatervoeding met 25%



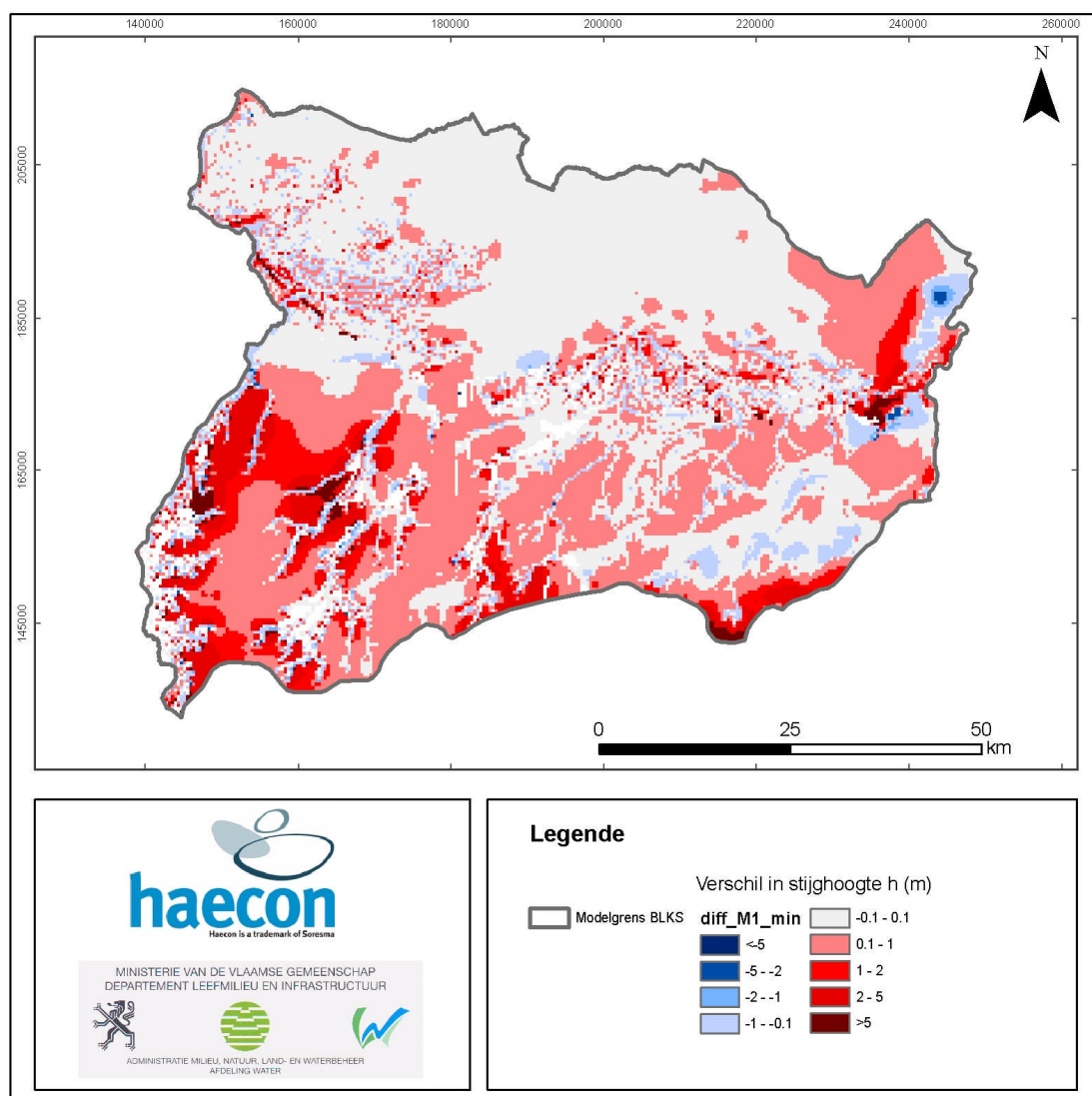
Figuur 5-20:
***Verandering van de grondwatertafel ten opzichte van de referentietoestand bij een
verhoging van de grondwatervoeding met 25%***

5.2.3.4 Doorlatendheden K_h

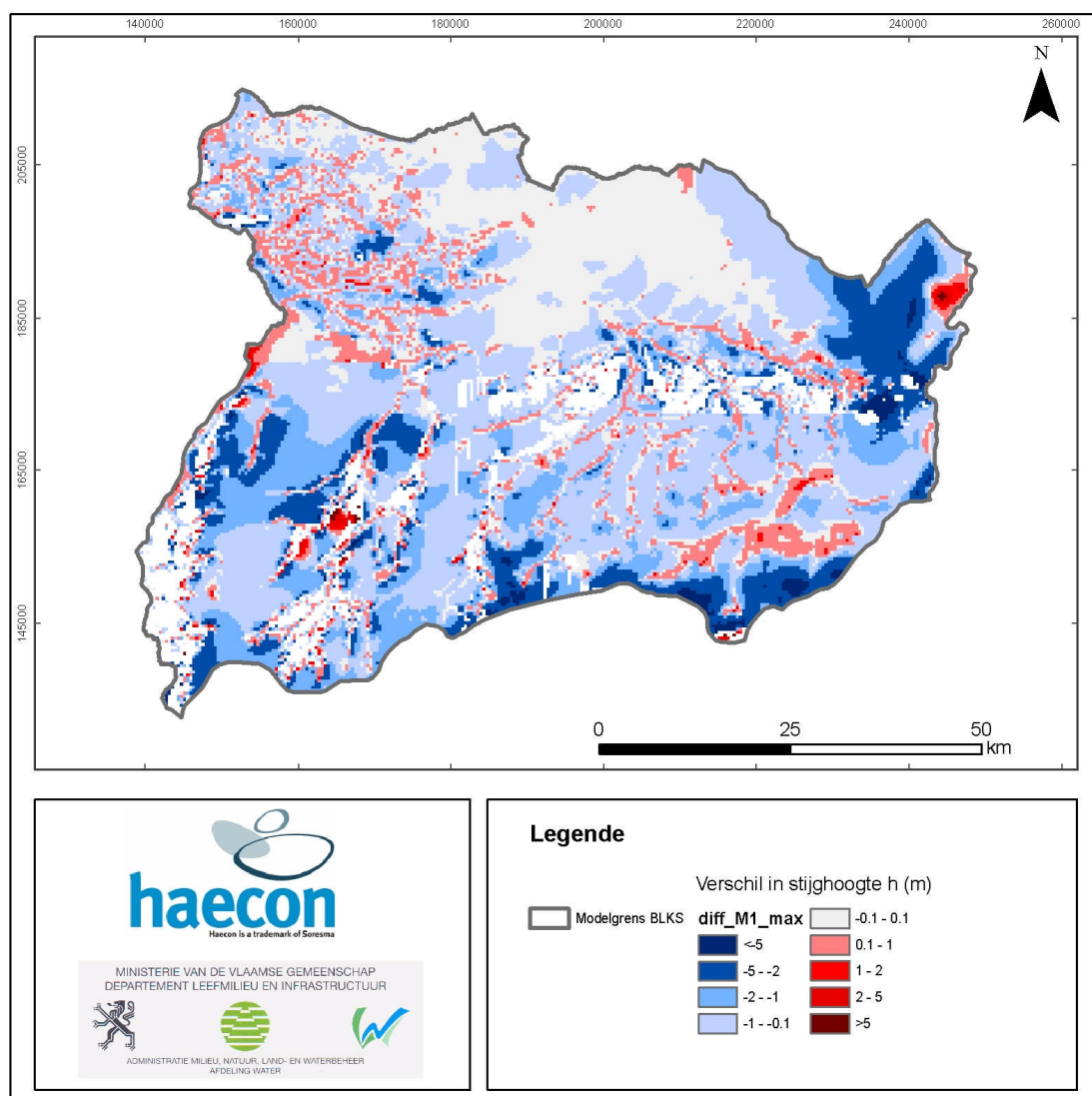
Figuur 5-21 en Figuur 5-22 tonen de verschilkaarten van de stijghoogten in HCOV-laag 0100 bij een verlaging resp. verhoging van de horizontale conductiviteit. Gemiddeld treedt er bij de verlaging van de K_h een verhoging van de stijghoogten op. Bij de verhoging van de K_h treedt er over het grootste deel van het gebied een verlaging van de stijghoogten op, terwijl er een grondwaterstijging optreedt in de valleien.

In het freatische grondwatersysteem is het stromingspatroon dikwijls gericht naar de vallei toe, volgens de topografie. Een verhoging van de K_h heeft een kleinere opbolling tot gevolg, vooral in de reliëfrijke gebieden en op de interfluvia. De sterkere grondwaterstroming richting valleien veroorzaakt daarom gemiddeld een grondwaterstijging in de valleien.

Het omgekeerde effect, een grondwaterdaling in de valleien bij verlaging van de K_h , blijkt – weliswaar in minder mate – uit Figuur 5-21.



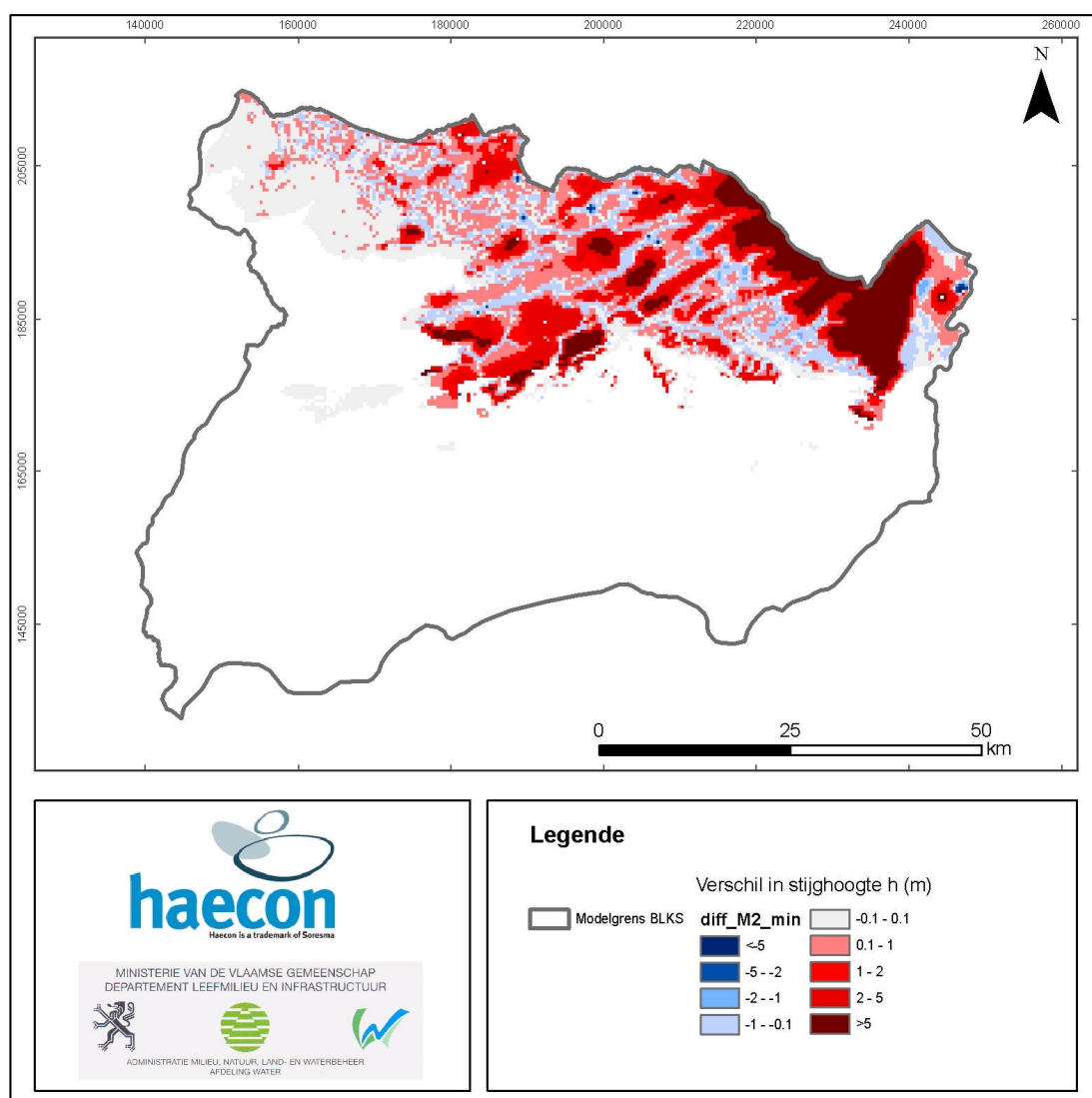
Figuur 5-21:
Verandering van de stijghoogte in HCOV 0100 t.o.v. de referentietoestand bij een verlaging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{min} - h_{ref}$ ($K_{h,>0170,ref} = 6$; $K_{h,>0170,min} = 0.6$; $K_{h,0170,ref} = 30$; $K_{h,0170,min} = 3$ [m/d])



Figuur 5-22:
Verandering van de stijghoogte in HCOV 0100 t.o.v. de referentietoestand bij een
verhoging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{max} - h_{ref}(K_{h,>0170,ref} = 6$;
 $K_{h,>0170,max} = 60$; $K_{h,0170,ref} = 30$; $K_{h,0170,max} = 300$ [m/d])

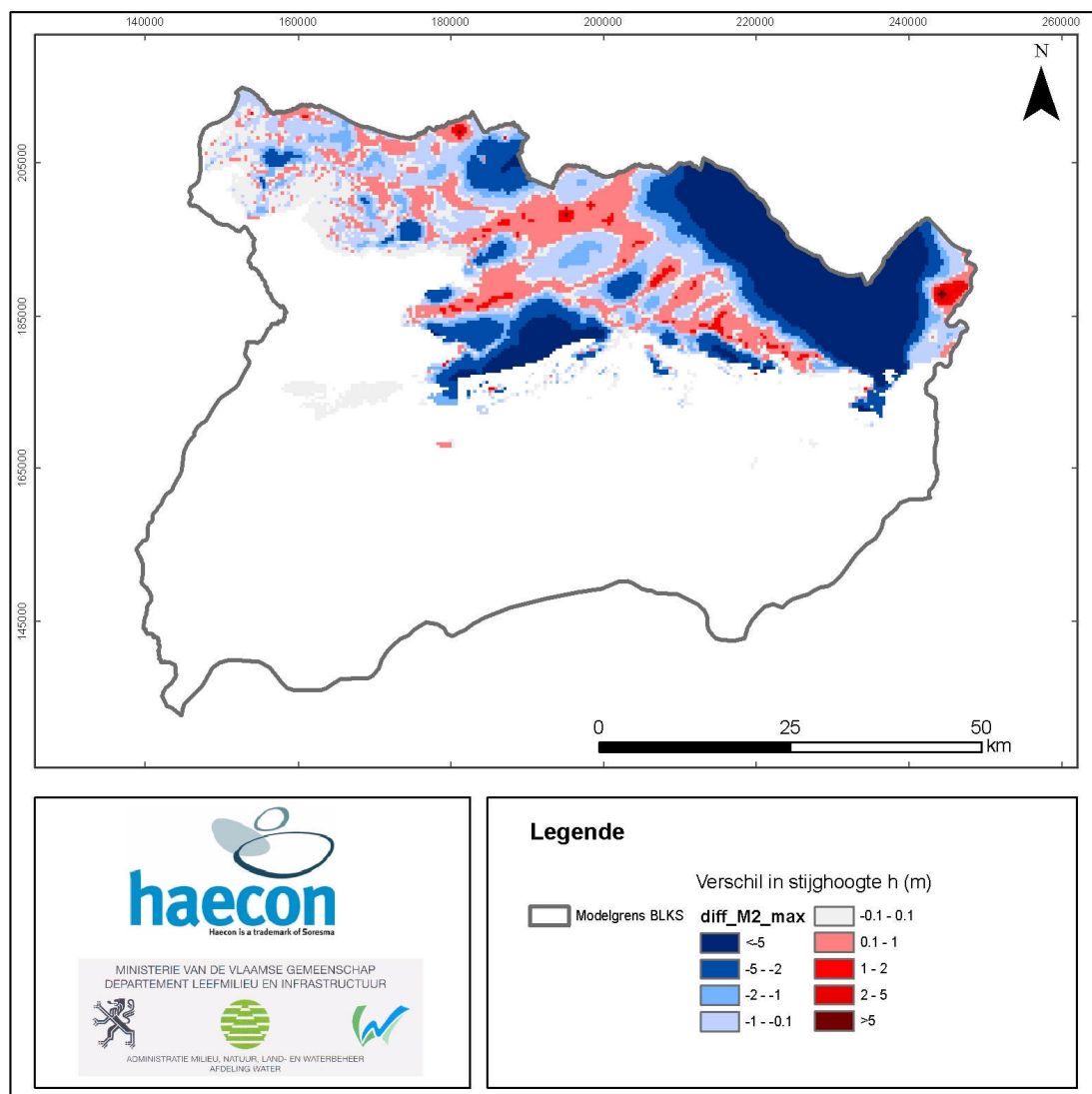
Figuur 5-23 en Figuur 5-24 tonen de verschilkaarten van de stijghoogten in HCOV-laag 0200 bij een verlaging resp. verhoging van de horizontale conductiviteit. Gemiddeld treedt er bij de verlaging resp. verhoging van de K_h een verhoging resp. verlaging van de stijghoogten op.

In beide gevallen is er, net zoals bij HCOV 0100, een omgekeerd effect waarneembaar in de valleien: grondwaterstijging in de reliëfrijke gebieden en interfluvia, grondwaterdaling in de valleien, en omgekeerd.



Figuur 5-23:

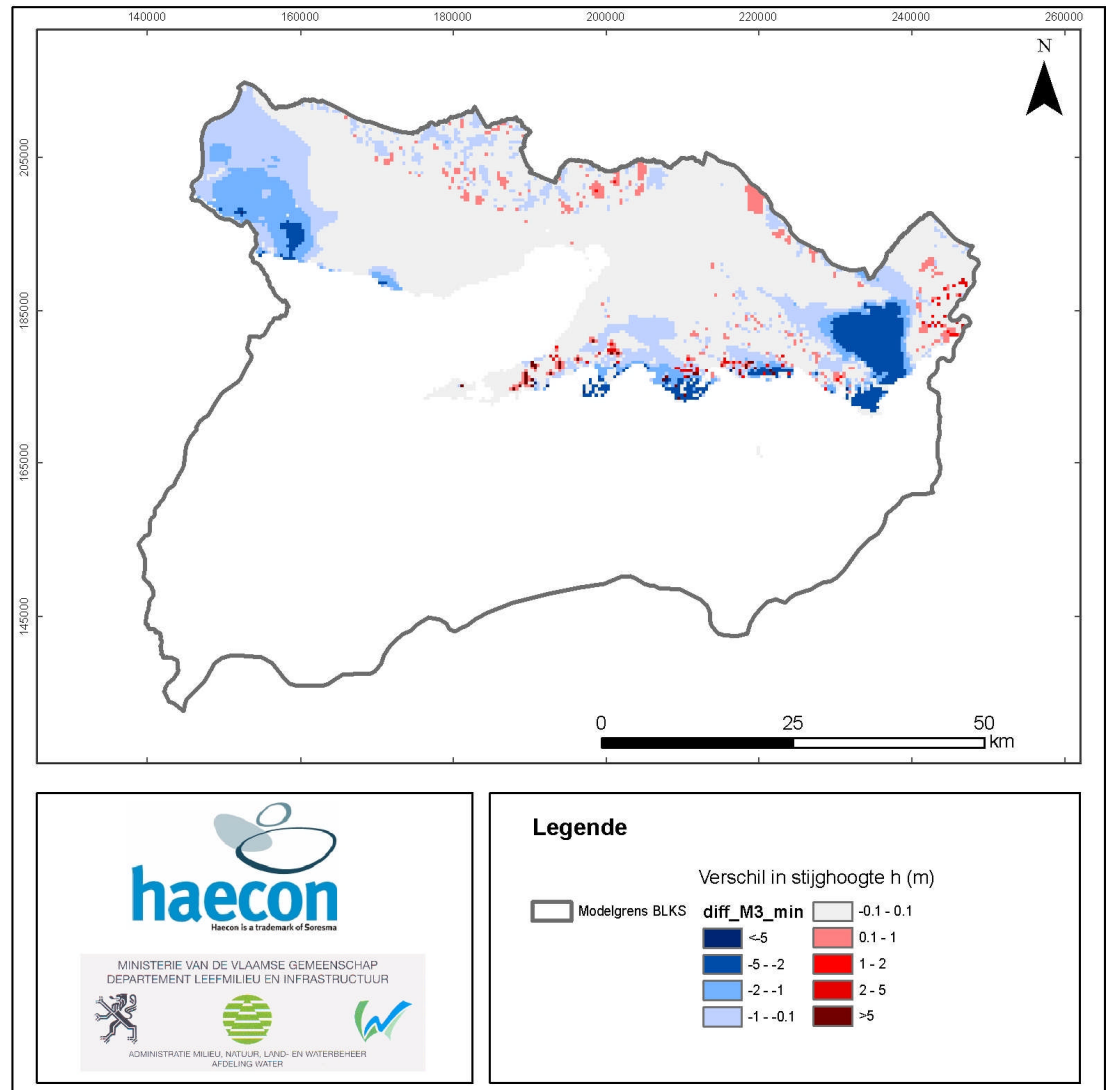
Verandering van de stijghoogte in HCOV 0200 t.o.v. de referentietoestand bij een verlaging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{min} - h_{ref}$ ($K_{h,0210-0220,ref} = 0.4$; $K_{h,0210-0220,min} = 0.04$; $K_{h,0252-0253,ref} = 10$; $K_{h,0252-0253,min} = 1$; $K_{h,0254,ref} = 0.5$; $K_{h,0254,min} = 0.05$; $K_{h,0256,ref} = 0.5$; $K_{h,0256,min} = 0.05$ [m/d])



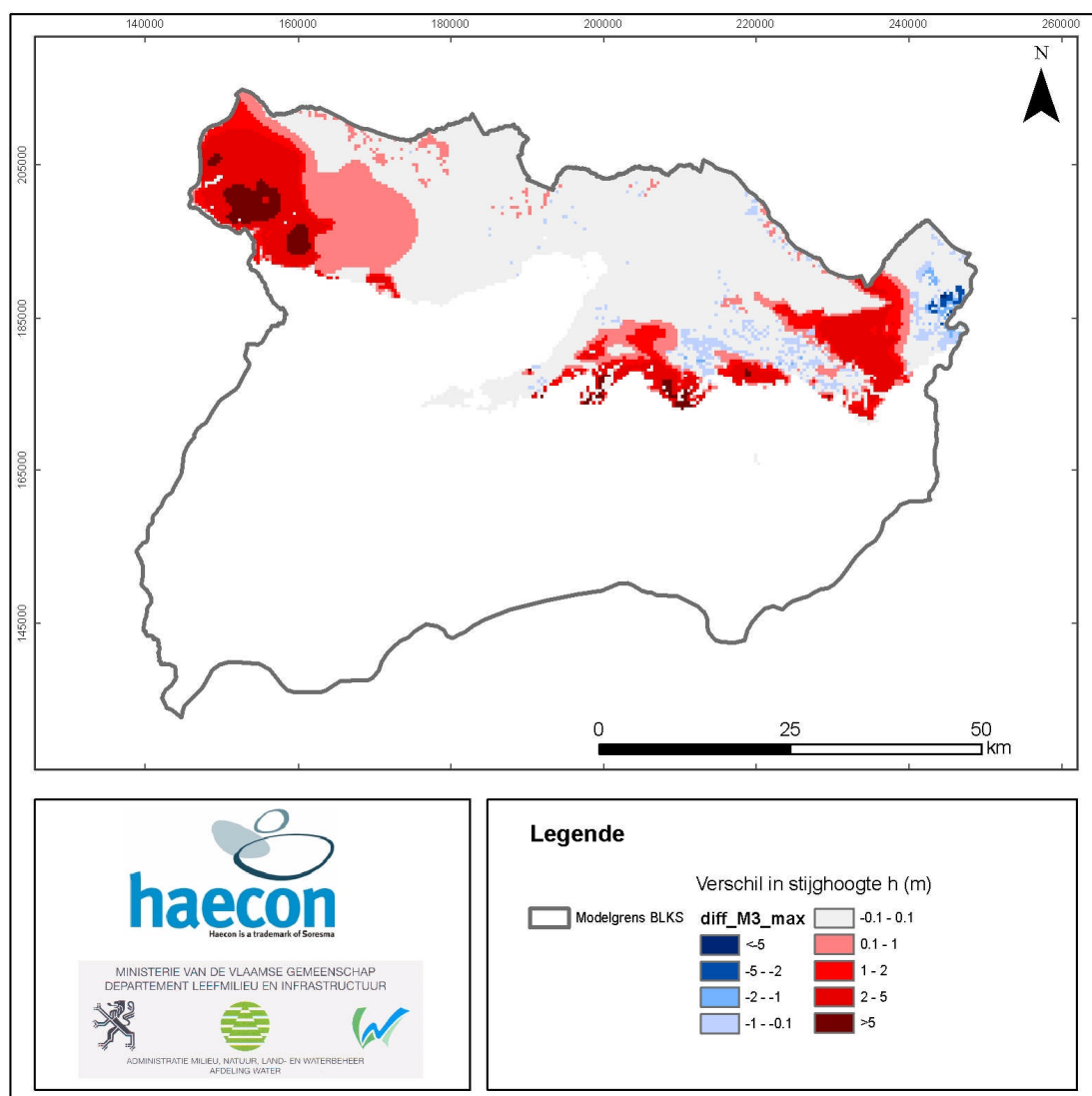
Figuur 5-24:
Verandering van de stijghoogte in HCOV 0200 t.o.v. de referentietoestand bij een
verhoging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{max} - h_{ref}$ ($K_{h,0210-0220,ref} = 0.4$;
 $K_{h,0210-0220,max} = 4$; $K_{h,0252-0253,ref} = 10$; $K_{h,0252-0253,max} = 100$; $K_{h,0254,ref} = 0.5$;
 $K_{h,0254,max} = 5$; $K_{h,0256,ref} = 0.5$; $K_{h,0256,max} = 5$ [m/d])

Figuur 5-25 en Figuur 5-26 tonen de verschilkaarten van de stijghoogten in HCOV-laag 0300 bij een verlaging resp. verhoging van de horizontale conductiviteit. Gemiddeld treedt er bij de verlaging resp. verhoging van de K_h een verlaging resp. verhoging van de stijghoogten in HCOV 0300 op.

De waargenomen patronen in de figuren zijn moeilijk te verklaren.



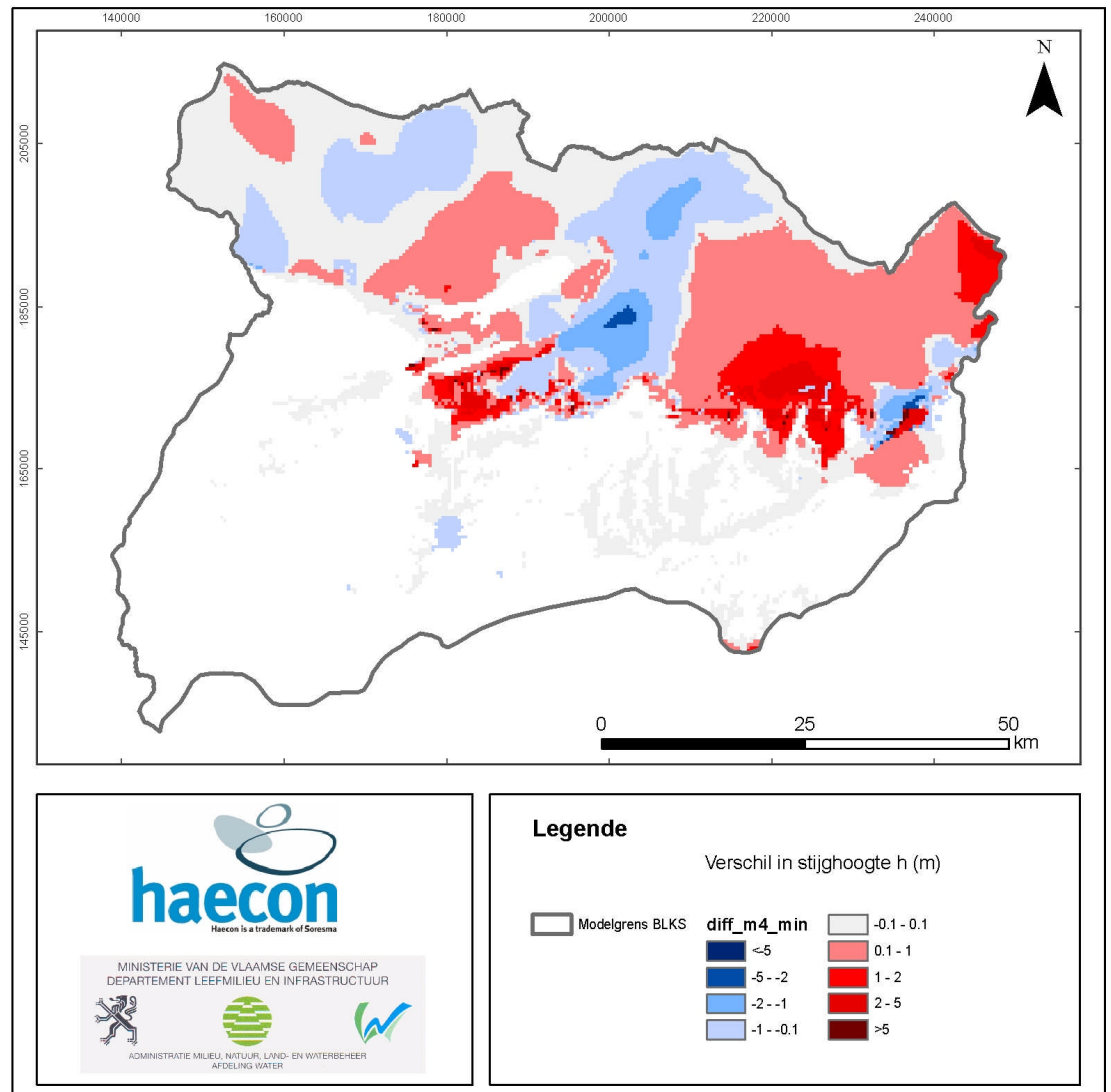
Figuur 5-25:
Verandering van de stijghoogte in HCOV 0300 t.o.v. de referentietoestand bij een verlaging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{min} - h_{ref}$ ($K_{h,0300,ref} = 1.0E^{-06}$; $K_{h,0300,min} = 1.0E^{-07}$ [m/d])



Figuur 5-26:
Verandering van de stijghoogte in HCOV 0300 t.o.v. de referentietoestand bij een
verhoging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{max} - h_{ref}$ ($K_{h,0300,ref} = 1.0E^{-06}$;
 $K_{h,0300,max} = 1.0E^{-05}$ [m/d])

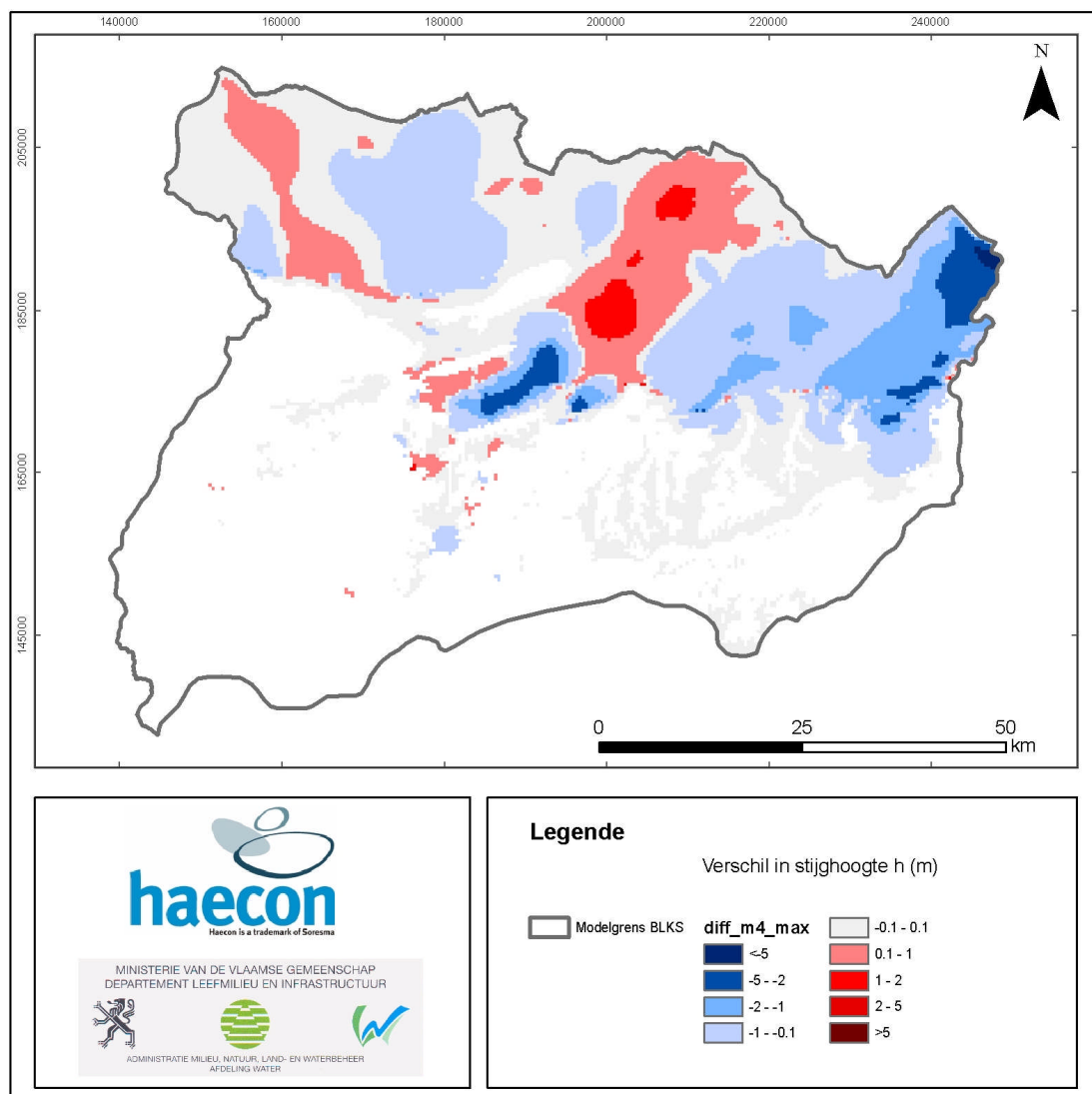
Figuur 5-27 en Figuur 5-28 tonen de verschilkaarten van de stijghoogten in HCOV-laag 0400 bij een verlaging resp. verhoging van de horizontale conductiviteit. Gemiddeld treedt er bij de verlaging resp. verhoging van de K_h een verhoging resp. verlaging van de stijghoogten op.

De stijghoogteverschillen voor de 0400-scenario's blijven beperkt (meestal tussen -1 en 1 m), maar het verschilpatroon in de figuren is niet éénduidig en kan moeilijk verklaard worden.



Figuur 5-27:

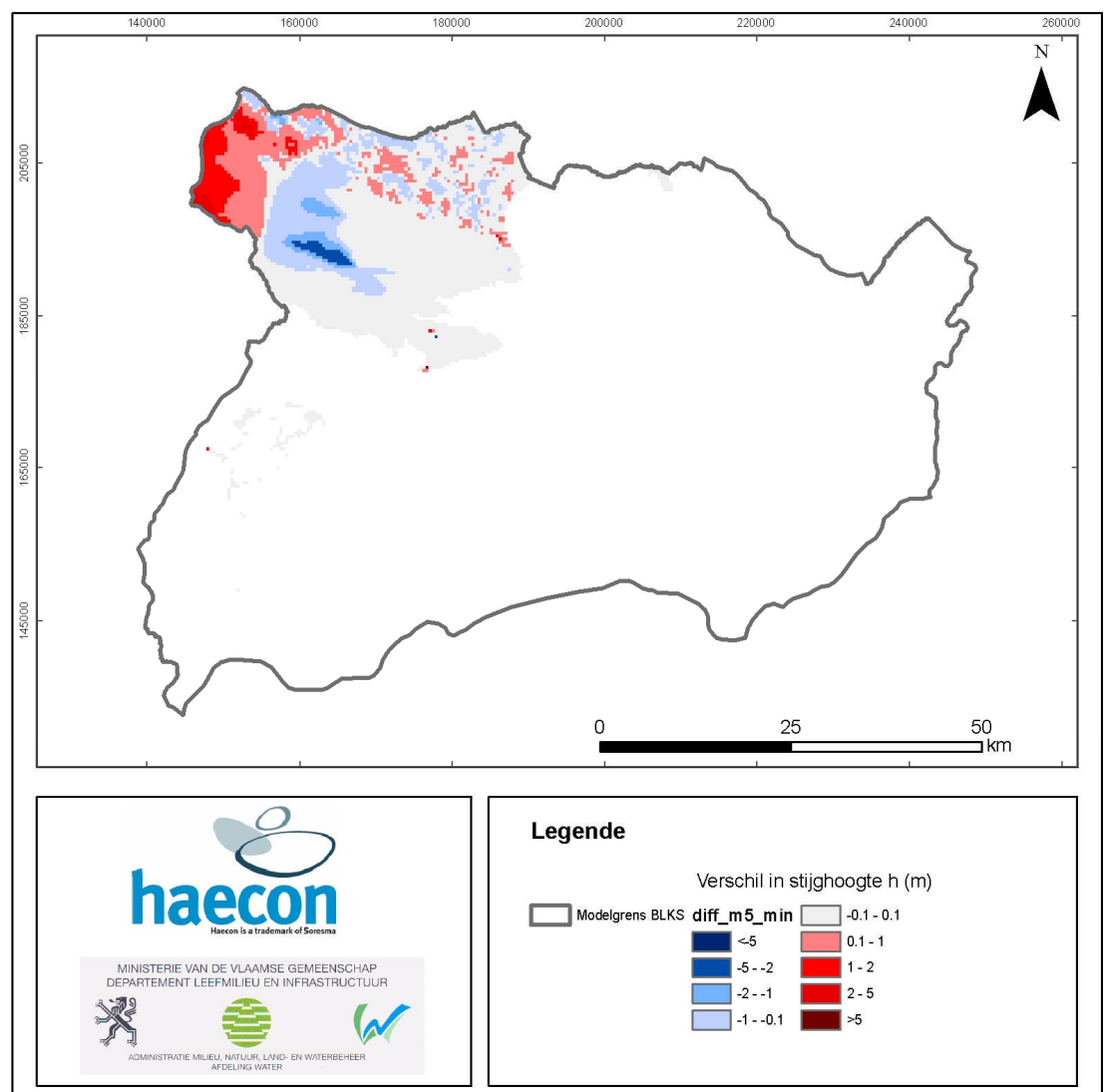
Verandering van de stijghoogte in HCOV 0400 t.o.v. de referentietoestand bij een verlaging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{min} - h_{ref}$ ($K_{h,0410,ref} = 1$; $K_{h,0410,min} = 0.1$; $K_{h,0420,ref} = 1.0E^{-06}$; $K_{h,0420,min} = 1.0E^{-07}$; $K_{h,0430,ref} = 4.6$; $K_{h,0430,min} = 0.46$; $K_{h,0440,ref} = 1.0E^{-06}$; $K_{h,0440,min} = 1.0E^{-07}$; $K_{h,0450,ref} = 0.1$; $K_{h,0450,min} = 0.01$ [m/d])



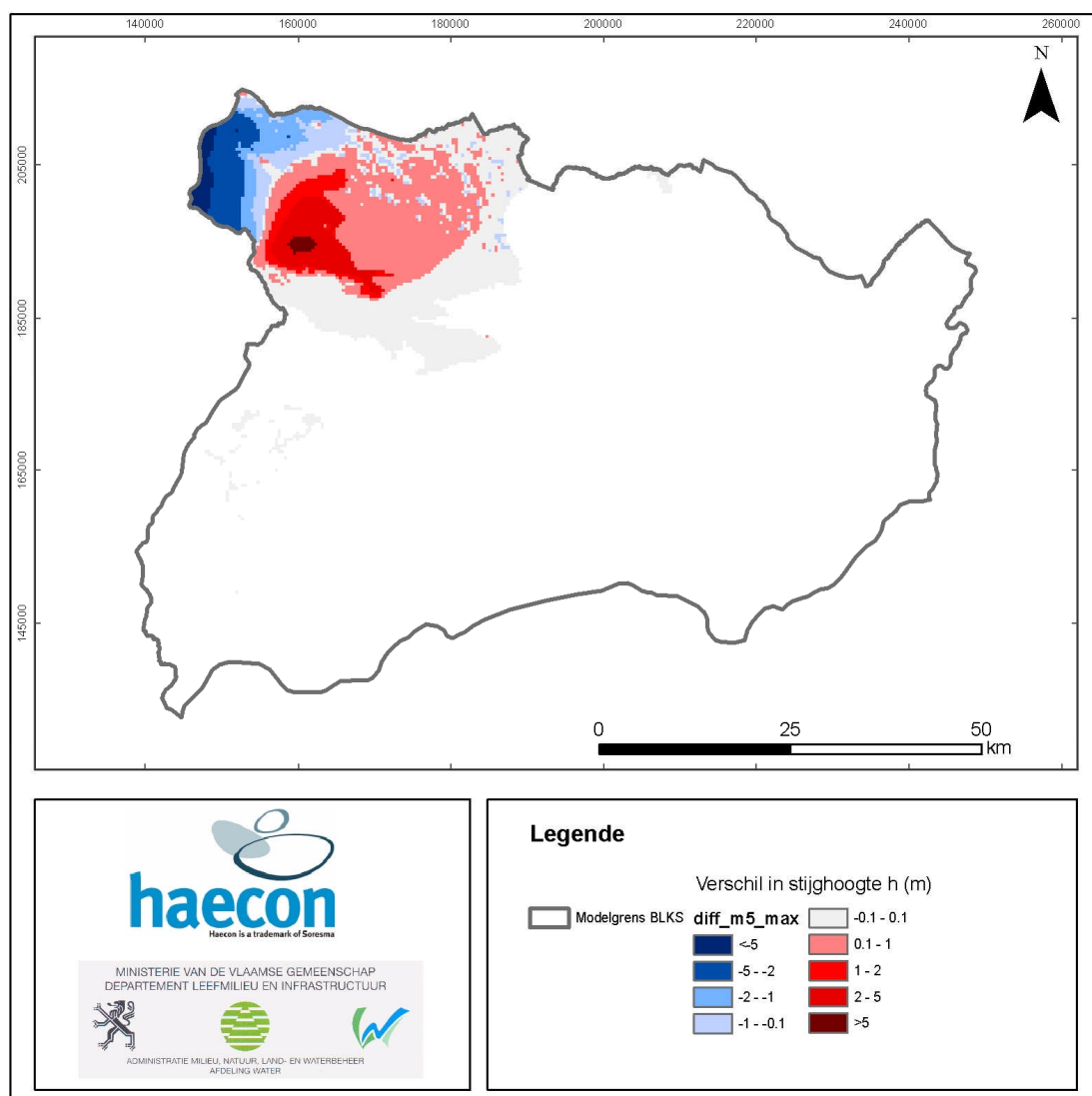
Figuur 5-28:
Verandering van de stijghoogte in HCOV 0400 t.o.v. de referentietoestand bij een verhoging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{max} - h_{ref}$ ($K_{h,0410,ref} = 1$; $K_{h,0410,max} = 10$; $K_{h,0420,ref} = 1.0E^{-06}$; $K_{h,0420,max} = 1.0E^{-05}$; $K_{h,0430,ref} = 4.6$; $K_{h,0430,max} = 46$; $K_{h,0440,ref} = 1.0E^{-06}$; $K_{h,0440,max} = 1.0E^{-05}$; $K_{h,0450,ref} = 0.1$; $K_{h,0450,max} = 1$ [m/d])

Figuur 5-29 en Figuur 5-30 tonen de verschilkaarten van de stijghoogten in HCOV-laag 0500 bij een verlaging resp. verhoging van de horizontale conductiviteit. Gemiddeld treedt er bij de verlaging resp. verhoging van de K_h een verlaging resp. verhoging van de stijghoogten in HCOV 0500 op. Het effect op de stijghoogten is iets sterker bij een verhoging van de K_h dan bij een verlaging.

Er is in beide scenario's ook een tegengesteld effect waar te nemen tussen het noordwestelijke deel en het centrale deel van het voorkomingsgebied van HCOV 0500. De waargenomen patronen in de figuren zijn moeilijk te verklaren.



Figuur 5-29:
Verandering van de stijghoogte in HCOV 0500 t.o.v. de referentietoestand bij een verlaging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{min} - h_{ref}$ ($K_{h,0500,ref} = 1.0E^{-06}$; $K_{h,0500,min} = 1.0E^{-07}$ [m/d])



Figuur 5-30:
Verandering van de stijghoogte in HCOV 0500 t.o.v. de referentietoestand bij een
verhoging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{max} - h_{ref}$ ($K_{h,0500,ref} = 1.0E^{-06}$;
 $K_{h,0500,max} = 1.0E^{-05}$ [m/d])

Figuur 5-31 en Figuur 5-32 tonen de verschilkaarten van de stijghoogten in HCOV-laag 0600 bij een verlaging resp. verhoging van de horizontale conductiviteit. Gemiddeld treedt er bij de verlaging resp. verhoging van de K_h een verhoging resp. verlaging van de stijghoogten op. Er is ook een duidelijk onderscheid waar te nemen tussen het effect in het noorden en het effect in het zuiden van het modelgebied.

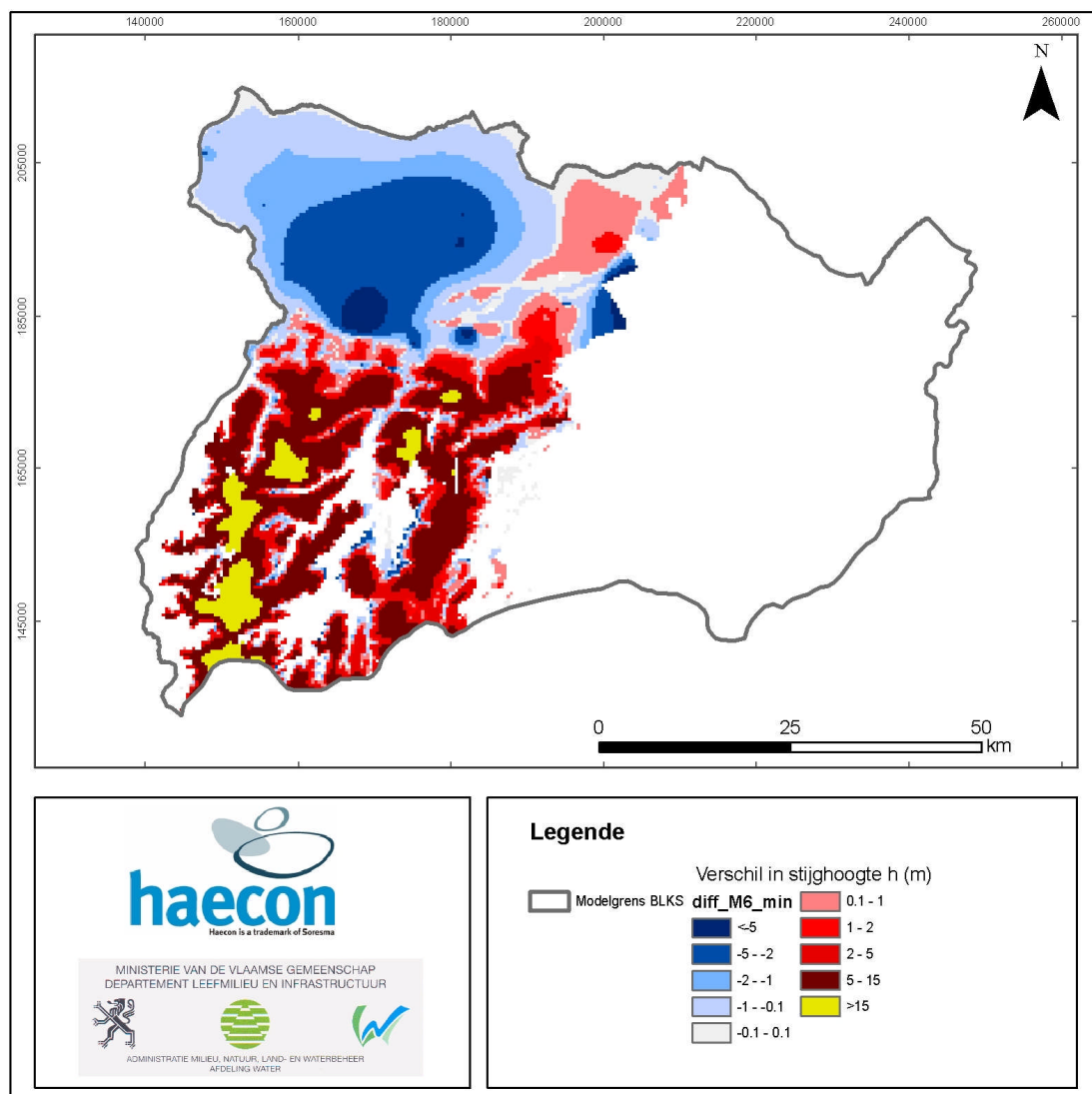
Het onderscheid tussen verhoging en verlaging van de stijghoogte bij eenzelfde scenario loopt min of meer volgens de grens tussen het freatische en het gespannen deel van HCOV 0600 (zie ook Figuur 5-7): in het zuiden behoort HCOV 0600 tot het freatische grondwatersysteem, in het noorden is HCOV 0600 een gespannen watervoerende laag.

Bij een verlaging van de K_h treedt er een opbolling op in het dagzomende gebied in het zuiden. Anderzijds is er een verlaging van de stijghoogten in het gespannen deel van de aquifer. De oorzaak moet hier vooral gezocht worden in de grotere impact van de winningen bij een lagere K_h -waarde: de verlaging die door een winning veroorzaakt wordt is omgekeerd evenredig met de grootte van de hydraulische conductiviteit van de formatie.

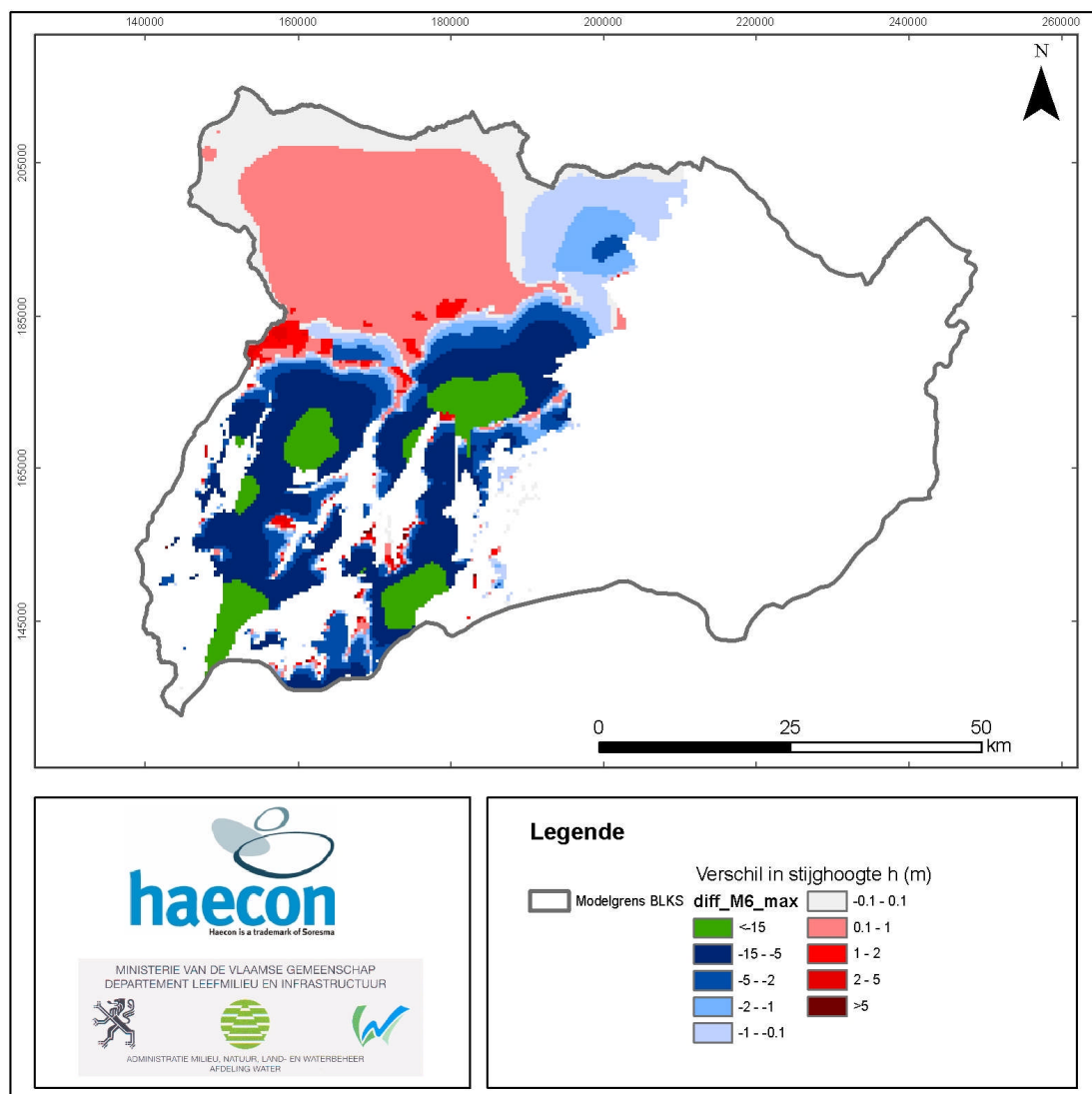
In de valleien in het zuiden is er bij een kleinere K_h dan weer een verlaging van de stijghoogten waar te nemen. In het freatische grondwatersysteem is het stromingspatroon dikwijls gericht naar de vallei toe, volgens de topografie. Een verlaging van de K_h heeft een grotere opbolling tot gevolg, vooral in de reliëfrijke gebieden en de interfluvia. De kleinere grondwaterstroming richting valleien veroorzaakt daarom gemiddeld een grondwaterdaling in de valleien.

Bij een verhoging van de K_h kan de omgekeerde redenering gevolgd worden.

De stijghoogteverschillen voor de 0600-scenario's zijn uitzonderlijk maar niet onrealistisch groot. Op de verschilkaarten wordt dit aangegeven door een aparte kleur voor stijghoogteverschillen van meer dan 15 m.



Figuur 5-31:
Verandering van de stijghoogte in HCOV 0600 t.o.v. de referentietoestand bij een verlaging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{min} - h_{ref}$ ($K_{h,0600,ref} = 20$; $K_{h,0600,min} = 2$ [m/d])



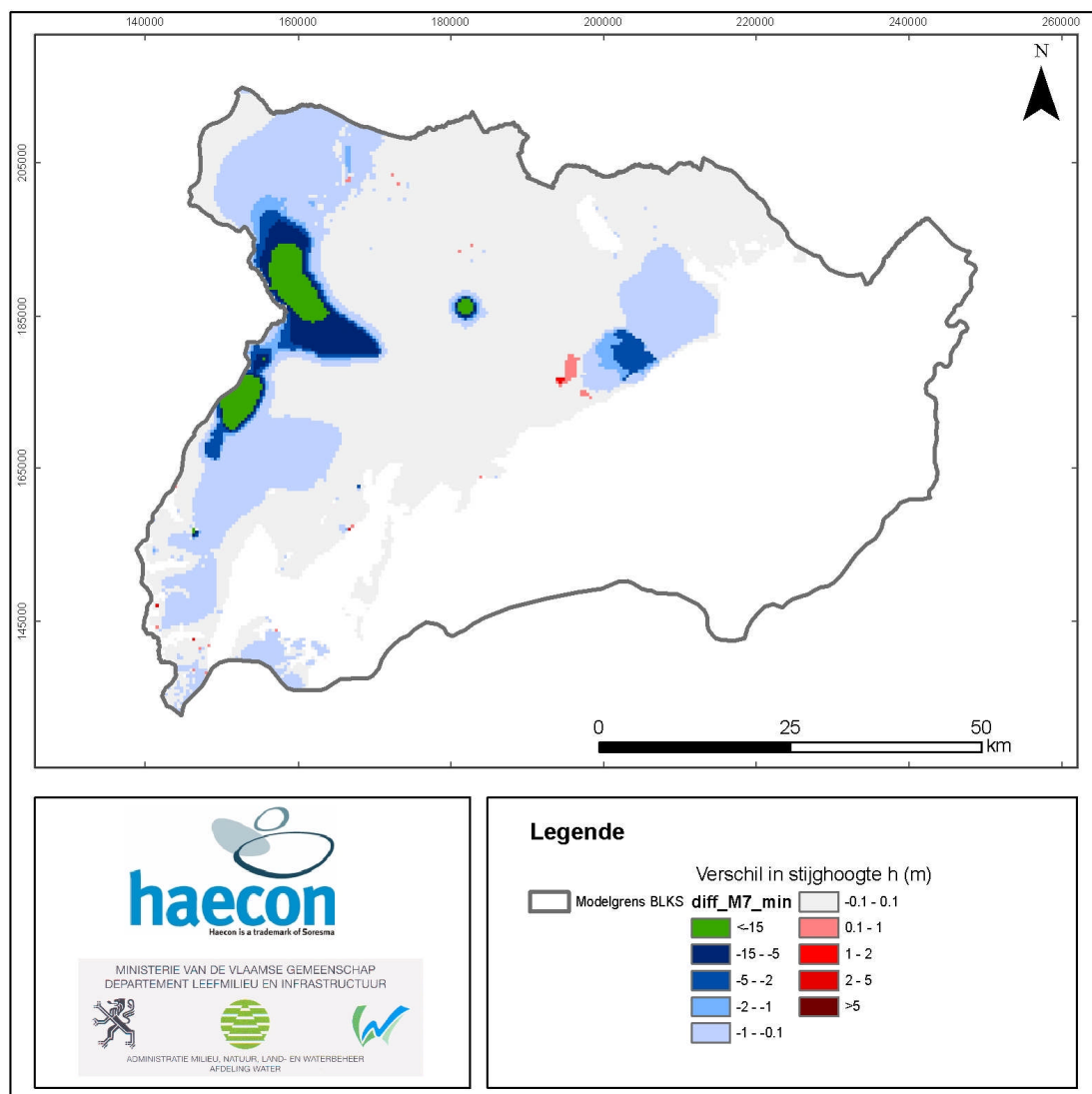
Figuur 5-32:
Verandering van de stijghoogte in HCOV 0600 t.o.v. de referentietoestand bij een
verhoging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{max} - h_{ref}$ ($K_{h,0600,ref} = 20$;
 $K_{h,0600,max} = 200$ [m/d])

Figuur 5-33 en Figuur 5-34 tonen de verschilkaarten van de stijghoogten in het complex van HCOV-lagen 0700-0800-0900 bij een verlaging resp. verhoging van de horizontale conductiviteit. Gemiddeld treedt er bij de verlaging resp. verhoging van de K_h een verlaging resp. verhoging van de stijghoogten in HCOV 0700-0800-0900 op.

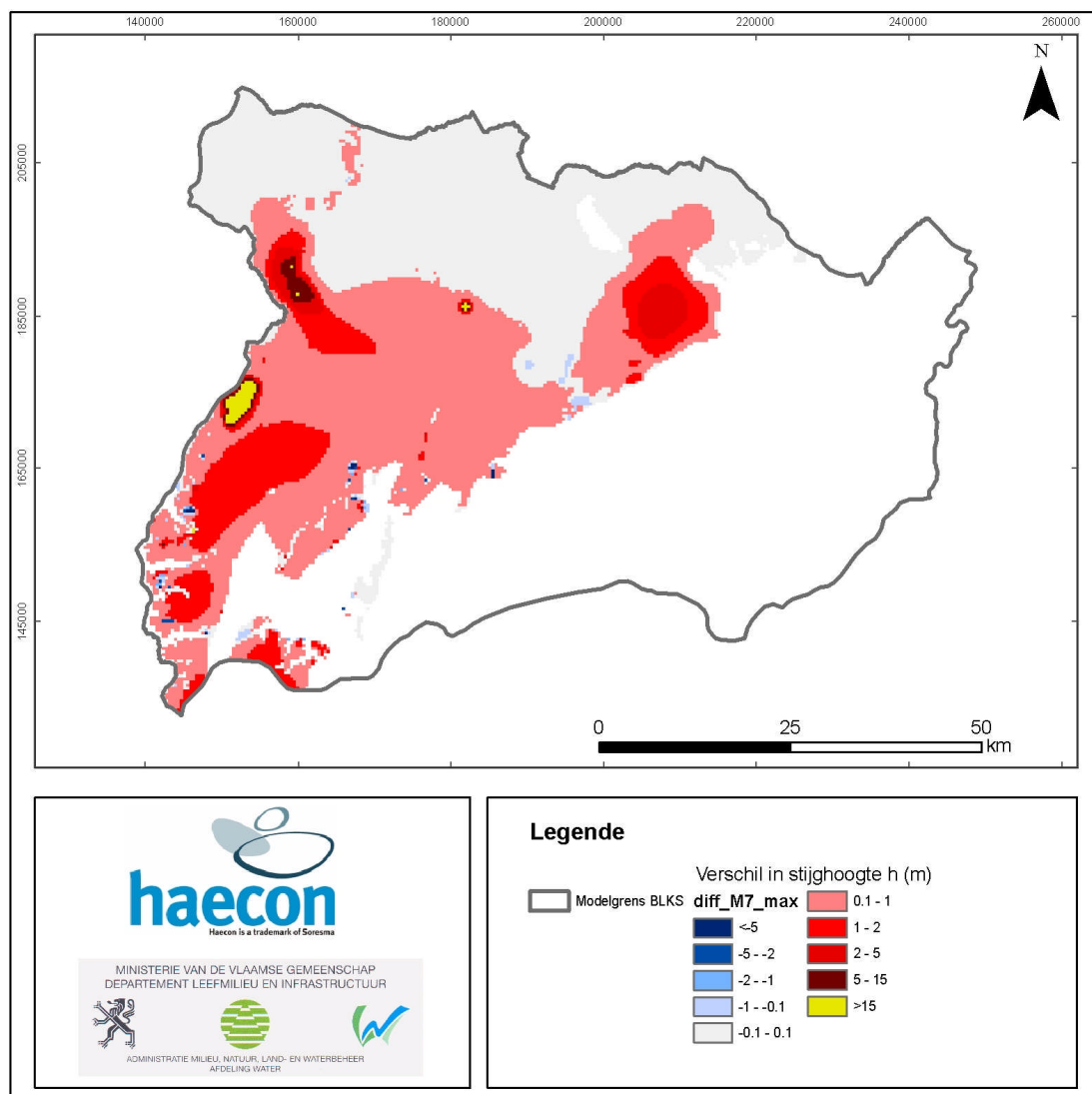
In het grootste deel van het voorkomingsgebied van deze laag is het effect op de stijghoogte relatief klein. Alleen in een drietal zones

Er is in beide scenario's ook een tegengesteld effect waar te nemen tussen het noordwestelijke deel en het centrale deel van het voorkomingsgebied van HCOV 0500. De waargenomen patronen in de figuren zijn moeilijk te verklaren.

De stijghoogteverschillen voor de 0700-0800-0900-scenario's zijn in enkele gebieden uitzonderlijk groot, als gevolg van een aantal onrealistisch grote stijghoogtes in enkele individuele cellen. De oorzaak van deze inconsistenties ligt waarschijnlijk bij numerieke fouten als gevolg van de complexe gridopbouw. Op de verschilkaarten wordt dit aangegeven door een aparte kleur voor stijghoogteverschillen van meer dan 15 m.



Figuur 5-33:
Verandering van de stijgheogte in HCOV 0700-0800-0900 t.o.v. de referentietoestand bij een verlaging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{min} - h_{ref}$ ($K_{h,0700,ref} = 1.0E^{-04}$; $K_{h,0700,min} = 1.0E^{-05}$; $K_{h,0800,ref} = 1$; $K_{h,0800,min} = 0.1$; $K_{h,0900,ref} = 1.0E^{-04}$; $K_{h,0900,min} = 1.0E^{-05}$ [m/d])



Figuur 5-34:
Verandering van de stijghoogte in HCOV 0700-0800-0900 t.o.v. de referentietoestand bij een verhoging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{max} - h_{ref}$ ($K_{h,0700,ref} = 1.0E^{-04}$; $K_{h,0700,max} = 1.0E^{-03}$; $K_{h,0800,ref} = 1$; $K_{h,0800,max} = 10$; $K_{h,0900,ref} = 1.0E^{-04}$; $K_{h,0900,max} = 1.0E^{-03}$ [m/d])

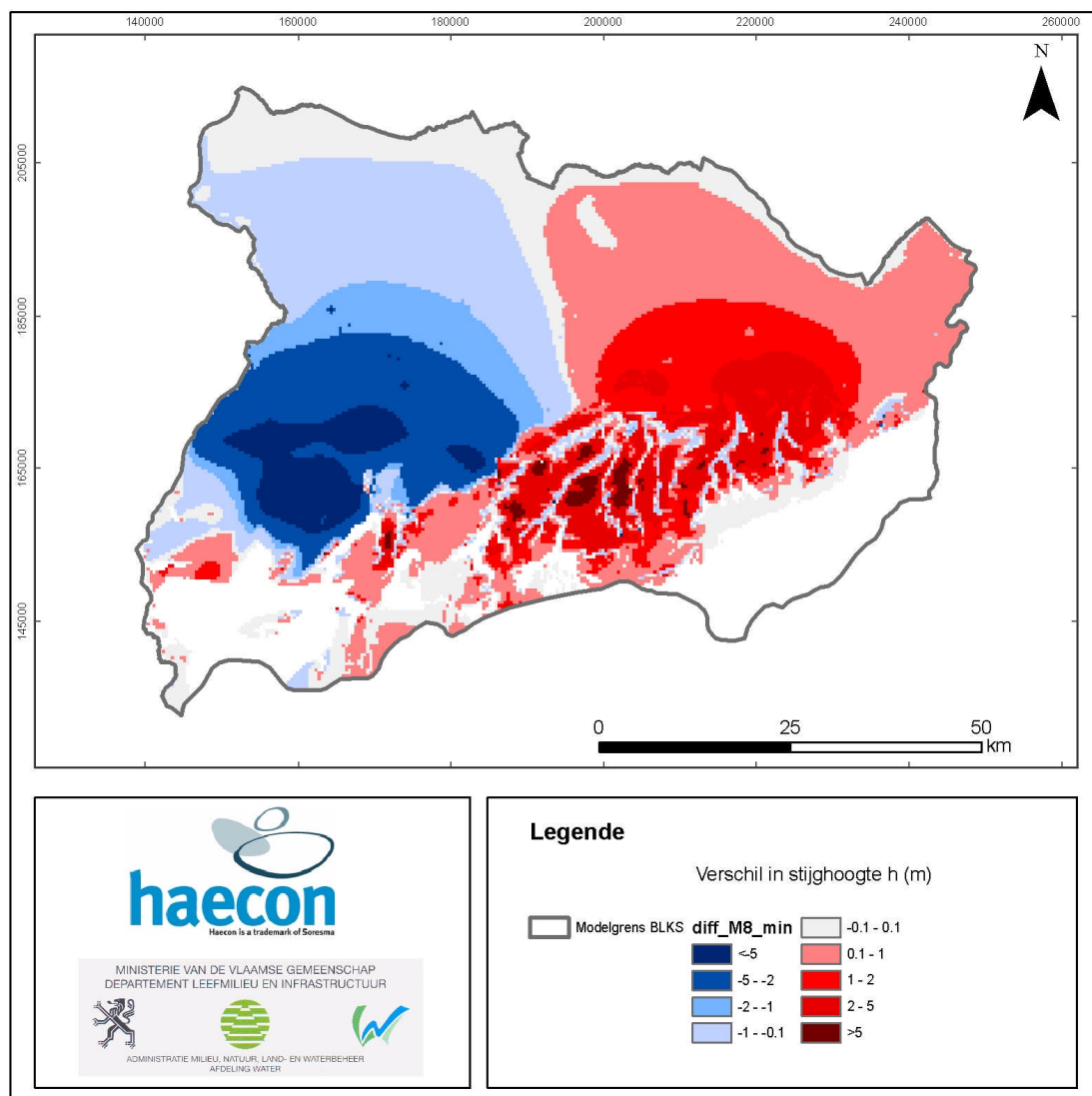
Figuur 5-35 en Figuur 5-36 tonen de verschilkaarten van de stijghoogten in HCOV-laag 1000 bij een verlaging resp. verhoging van de horizontale conductiviteit. Gemiddeld treedt er bij de verlaging resp. verhoging van de K_h een verlaging resp. verhoging van de stijghoogten op. Er is ook een duidelijk onderscheid waar te nemen tussen het effect in het noordwesten en het effect in het zuidoosten van het modelgebied.

Het onderscheid tussen verhoging en verlaging van de stijghoogte bij eenzelfde scenario loopt min of meer volgens de grens tussen het freatische en het gespannen deel van HCOV 1000 (zie ook Figuur 5-9): in het zuidoosten behoort HCOV 1000 tot het freatische grondwatersysteem, in het noorden en het westen is HCOV 1000 een gespannen watervoerende laag.

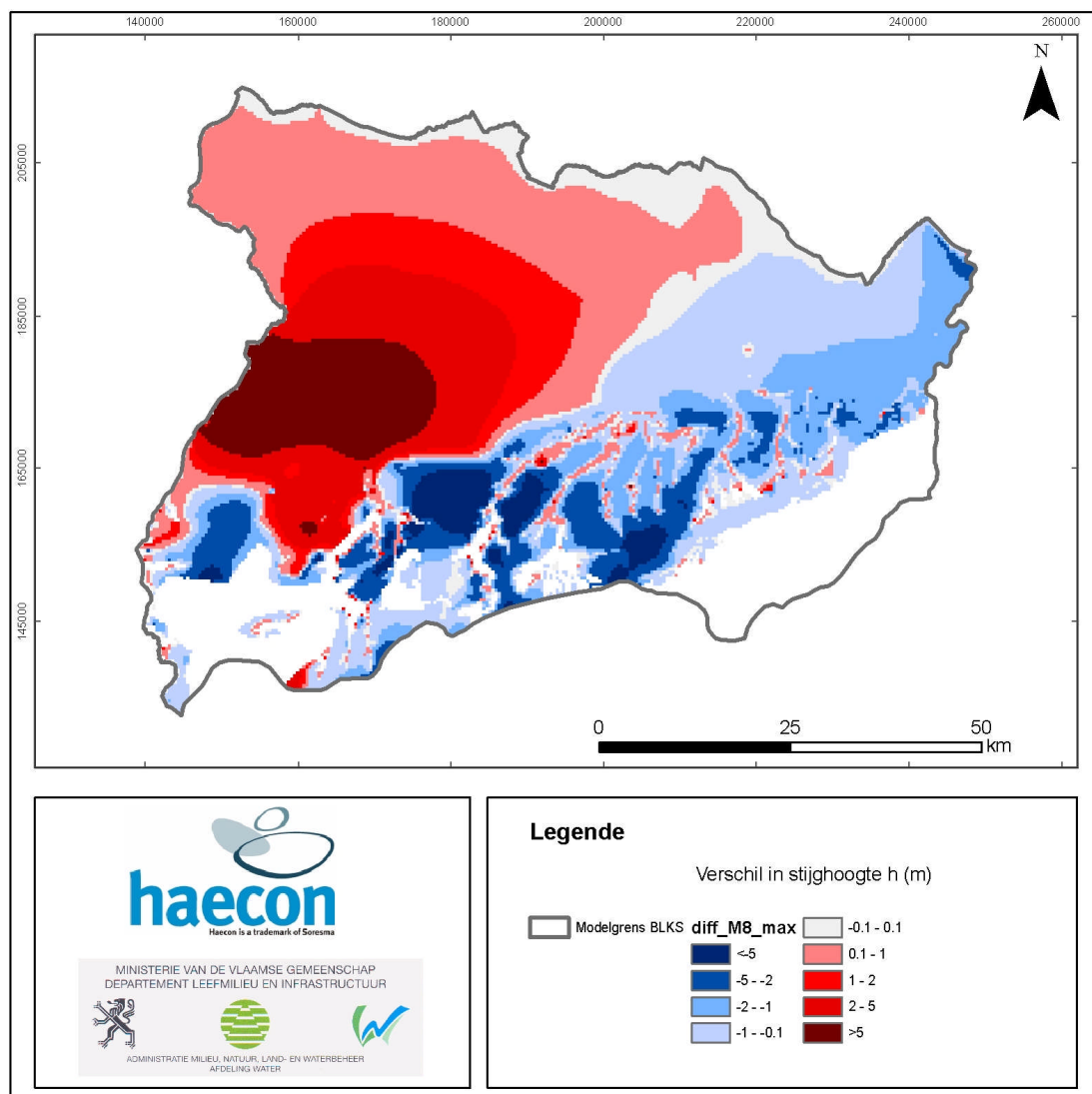
Bij een verlaging van de K_h treedt er een opbolling op in het dagzomende gebied in het zuidoosten. Anderzijds is er een verlaging van de stijghoogten in het gespannen deel van de aquifer. De oorzaak moet hier vooral gezocht worden in de grotere impact van de winningen bij een lagere K_h -waarde: de verlaging die door een winning veroorzaakt wordt is omgekeerd evenredig met de grootte van de hydraulische conductiviteit van de formatie.

In de valleien in het zuiden is er bij een kleinere K_h dan weer een verlaging van de stijghoogten waar te nemen. In het freatische grondwatersysteem is het stromingspatroon dikwijls gericht naar de vallei toe, volgens de topografie. Een verlaging van de K_h heeft een grotere opbolling tot gevolg, vooral in de reliëfrijke gebieden en de interfluvia. De kleinere grondwaterstroming richting valleien veroorzaakt daarom gemiddeld een grondwaterdaling in de valleien.

Bij een verhoging van de K_h kan de omgekeerde redenering gevolgd worden.



Figuur 5-35:
Verandering van de stijghoogte in HCOV 1000 t.o.v. de referentietoestand bij een verlaging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{min} - h_{ref}$ ($K_{h,1000,ref} = 1$; $K_{h,1000,min} = 0.1$ [m/d])



Figuur 5-36:
Verandering van de stijghoogte in HCOV 1000 t.o.v. de referentietoestand bij een
verhoging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{max} - h_{ref}$ ($K_{h,1000,ref} = 1$;
 $K_{h,1000,max} = 10$ [m/d])

Figuur 5-37 en Figuur 5-38 tonen de verschilkaarten van de stijghoogten in HCOV-laag 1100 bij een verlaging resp. verhoging van de horizontale conductiviteit. Gemiddeld treedt er zowel bij de verlaging als bij de verhoging van de K_h een verlaging van de stijghoogten op. Er is een duidelijk onderscheid waar te nemen tussen het effect in het noorden en het effect in het zuiden en zuidoosten van het modelgebied.

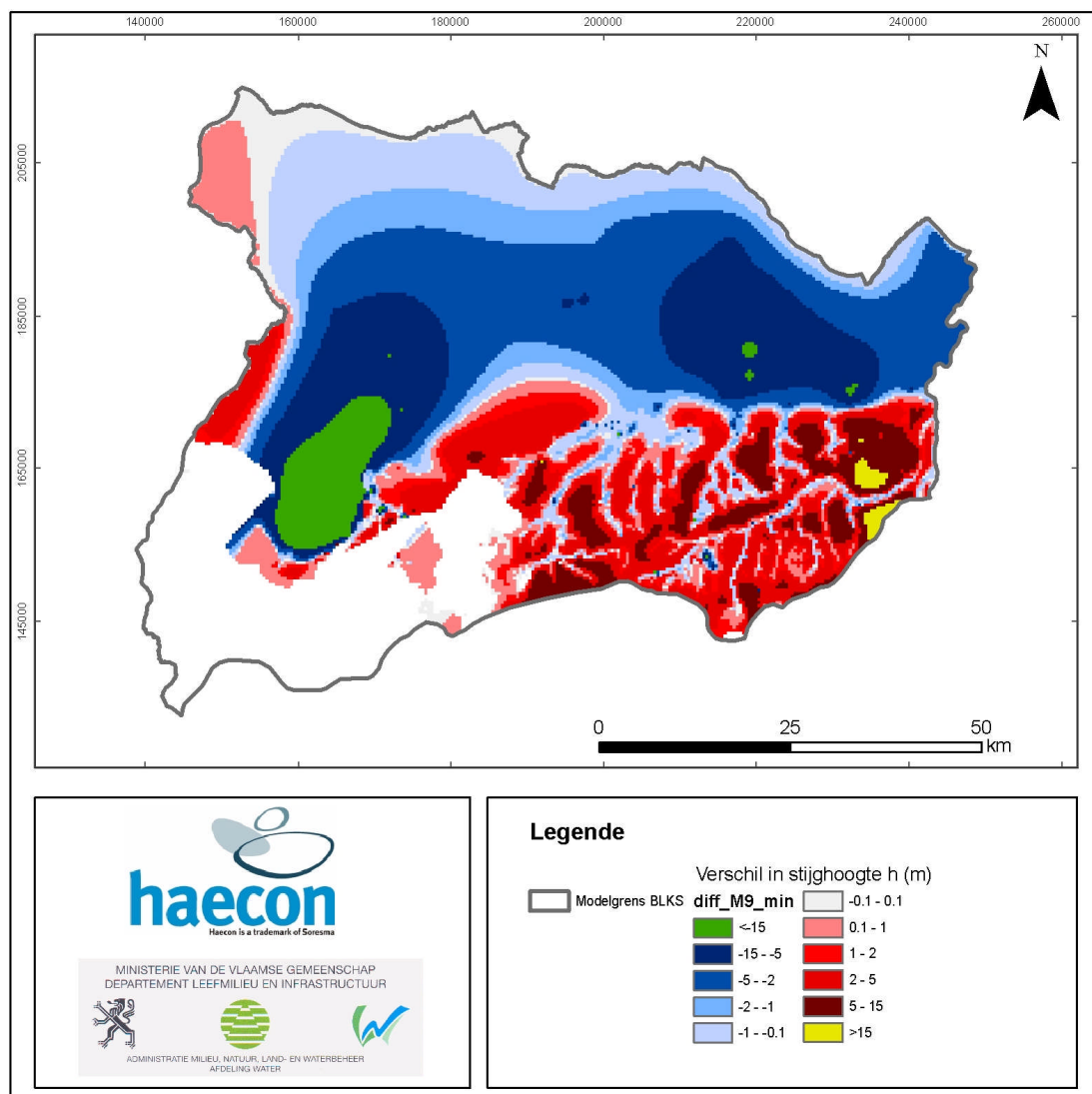
Het onderscheid tussen verhoging en verlaging van de stijghoogte bij eenzelfde scenario loopt min of meer volgens de grens tussen het freatische en het gespannen deel van HCOV 1100 (zie ook Figuur 5-10): in het zuidoosten behoort HCOV 1100 tot het freatische grondwatersysteem, in het noorden is HCOV 1000 een gespannen watervoerende laag.

Bij een verlaging van de K_h treedt er een opbolling op in het dagzomende gebied in het zuidoosten. Anderzijds is er een verlaging van de stijghoogten in het gespannen deel van de aquifer. De oorzaak moet hier vooral gezocht worden in de grotere impact van de winningen bij een lagere K_h -waarde: de verlaging die door een winning veroorzaakt wordt is omgekeerd evenredig met de grootte van de hydraulische conductiviteit van de formatie.

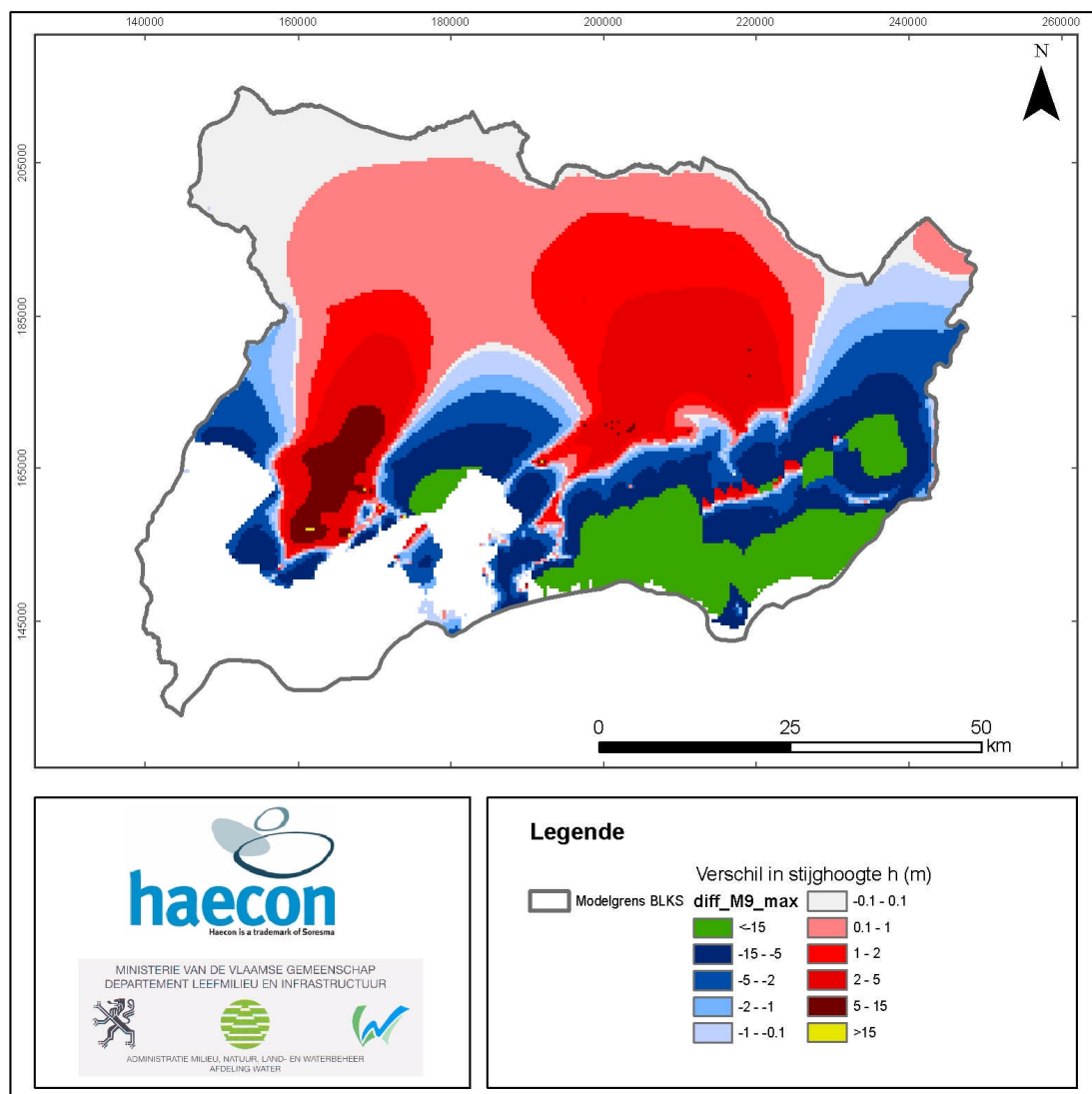
In de valleien in het zuidoosten is er bij een kleinere K_h dan weer een verlaging van de stijghoogten waar te nemen. In het freatische grondwatersysteem is het stromingspatroon dikwijls gericht naar de vallei toe, volgens de topografie. Een verlaging van de K_h heeft een grotere opbolling tot gevolg, vooral in de reliëfrijke gebieden en de interfluvia. De kleinere grondwaterstroming richting valleien veroorzaakt daarom gemiddeld een grondwaterdaling in de valleien.

Bij een verhoging van de K_h kan de omgekeerde redenering gevolgd worden.

De stijghoogteverschillen op de heuvelruggen zijn uitzonderlijk maar niet onrealistisch groot (tot enkele 10-tallen meters). Op de verschilkaarten wordt dit aangegeven door een aparte kleur voor stijghoogteverschillen van meer dan 15 m.



Figuur 5-37:
Verandering van de stijghoogte in HCOV 1100 t.o.v. de referentietoestand bij een verlaging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{min} - h_{ref}$ ($K_{h,1100,ref} = 5$; $K_{h,1100,min} = 0.5$ [m/d])



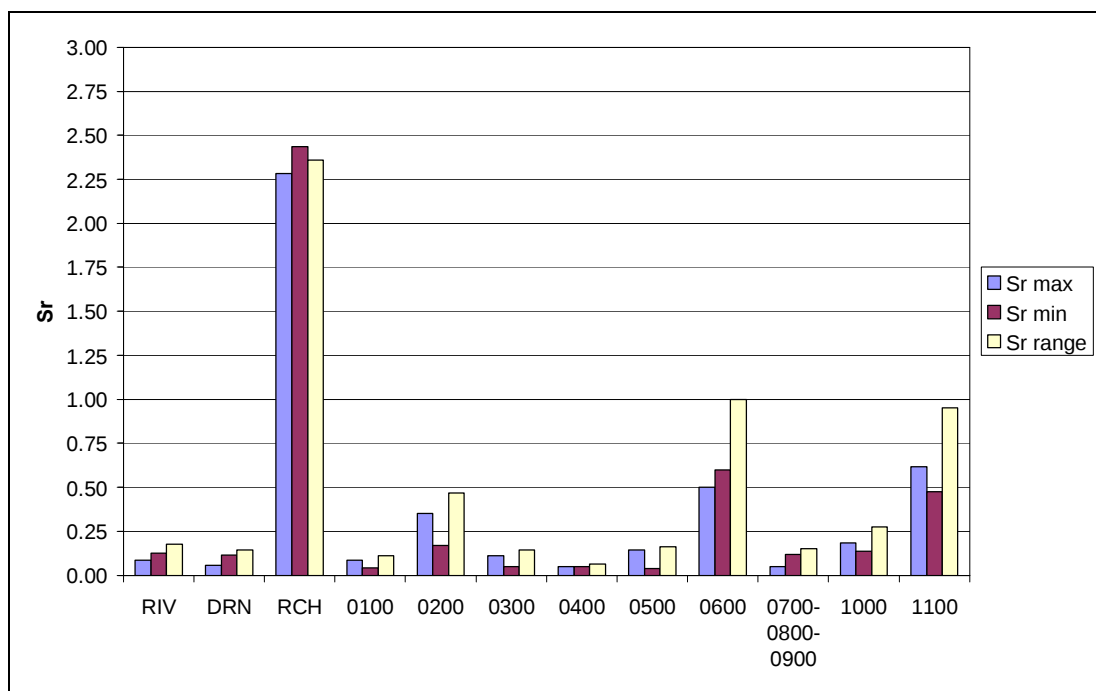
Figuur 5-38:
Verandering van de stijghoogte in HCOV 1100 t.o.v. de referentietoestand bij een
verhoging van de conductiviteit K_h in deze laag: $h_{max} - h_{ref}$ ($K_{h,1100,ref} = 5$;
 $K_{h,1100,max} = 50$ [m/d])

5.2.4 Relatieve gevoeligheid S_r

Figuur 5-39 geeft een overzicht van de relatieve gevoeligheden S_r voor alle onderzochte parameters. De S_r -waarden werden berekend op basis van de sensitiviteitspunten zoals beschreven onder paragraaf 5.1.6. Op basis van deze S_r is het model het meest gevoelig voor wijzigingen van de volgende parameters (in afnemende volgorde van belang):

- RCH: $S_r = 2.36$
- K_h (0600): $S_r = 1.00$
- K_h (1100): $S_r = 0.95$
- K_h (0200): $S_r = 0.47$
- K_h (1000): $S_r = 0.27$

Het onderzochte bereik van de K_h -parameters op basis van een multiplicatiefactor van 10 is relatief groot. Zeker in combinatie met een aantal grondwaterwinningen kunnen hierdoor uitzonderlijk grote stijghoogteverschillen optreden. Dit fenomeen werd vooral vastgesteld bij de HCOV-lagen 0600 en 1100.



Figuur 5-39:
Overzicht van de relatieve gevoeligheid S_r voor alle in de gevoeligheidsanalyse beschouwde parameters

5.2.5 Invloed van de aquitards

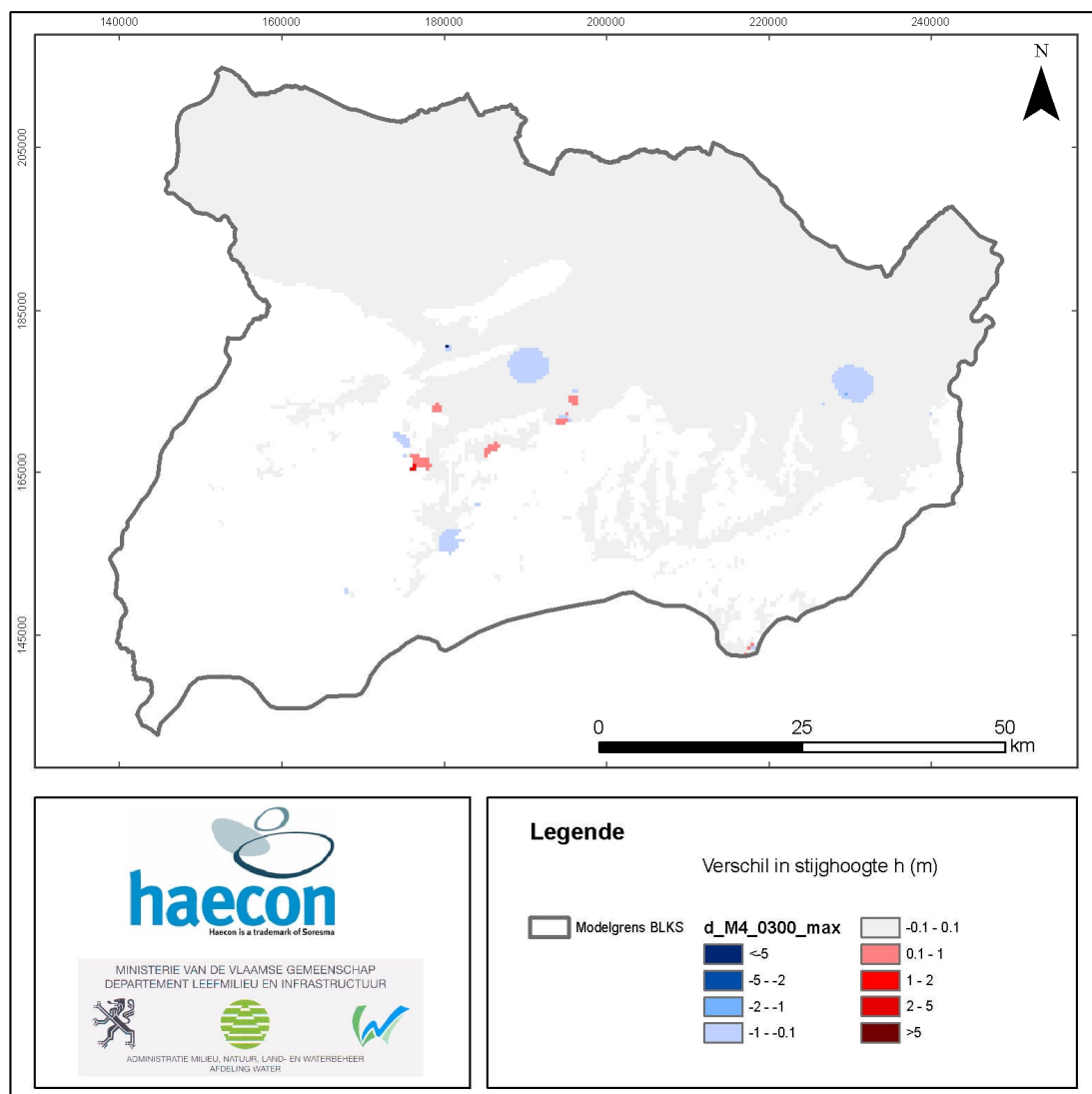
Er is eveneens onderzocht wat de invloed is van een aangepaste doorlatendheid van de aquitards op de stijghoogten in de onderliggende aquifers. De werkwijze hiervoor was gelijkaardig als bij de gevoeligheidsanalyse beschreven onder hoofdstuk 5.1: de K_h -waarde van de aquitards met HCOV-codes 0300, 0500, 0700-0900 werden elk apart met een factor 10 verhoogd en verlaagd, waarna stijghoogteverschilkaarten van de onderliggende aquifers met HCOV-codes 0400, 0600 en 1000 werden gemaakt.

De invloed van een aangepaste K_h -waarde was heel klein voor de HCOV-lagen 0300 en 0500. Figuur 5-40 toont de verschilkaart van de stijghoogte in HCOV-laag 0400 bij een verhoging van de horizontale conductiviteit in HCOV-laag 0300. De verschillen bij een verlaging van $K_h(0300)$ en de verschillen in HCOV-laag 0600 bij een verhoging en verlaging van $K_h(0500)$ zijn van dezelfde grootteorde.

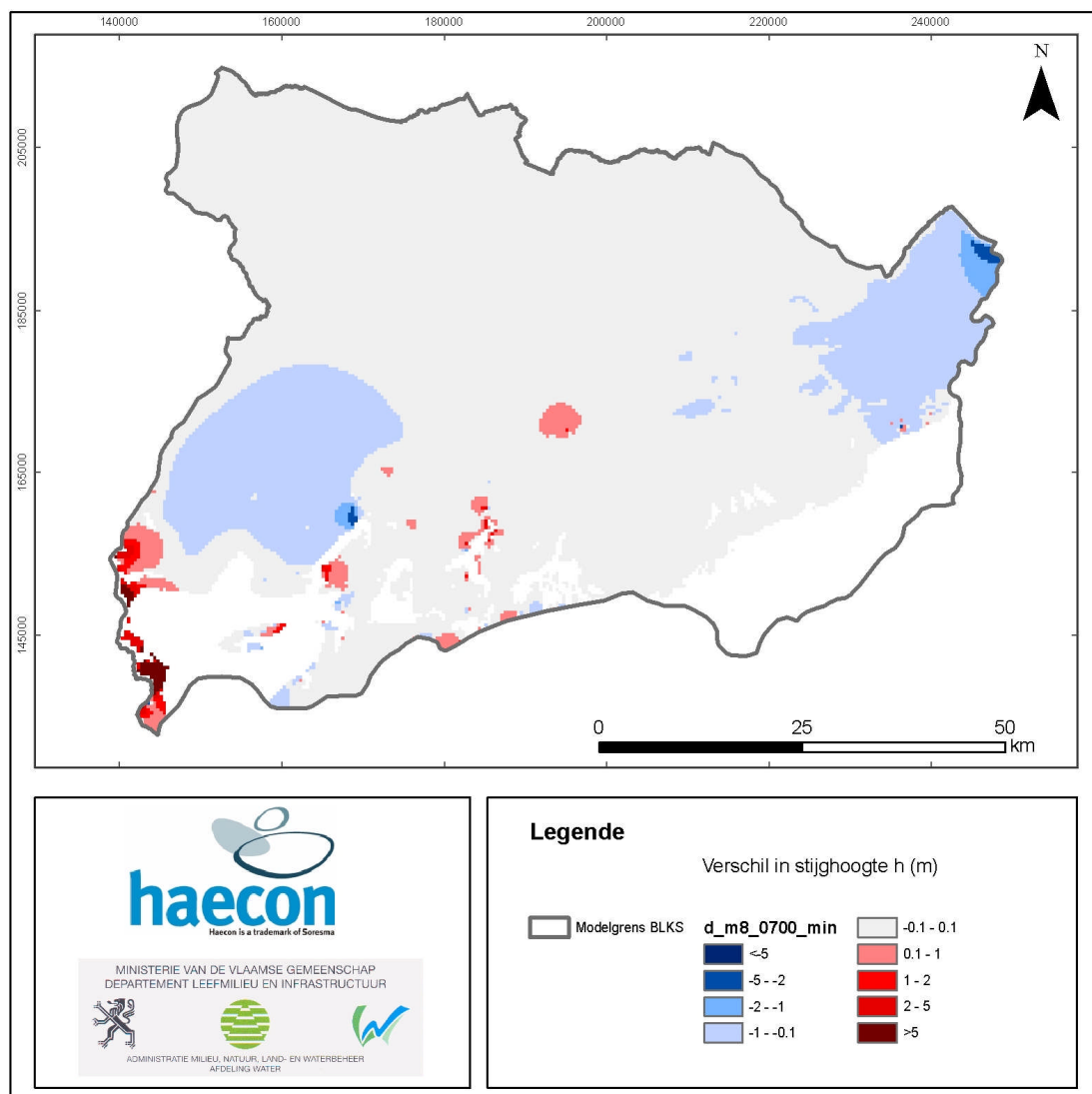
De invloed van een gewijzigde K_h -waarde op een onderliggende aquifer is het grootst voor HCOV-lagen 0700 en 0900. Figuur 5-41 en Figuur 5-42 tonen de verschilkaarten van de stijghoogten in HCOV-laag 1000 bij een verlaging resp. verhoging van de horizontale conductiviteit in HCOV-lagen 0700 en 0900. Bij een verlaging van de K_h bleef de invloed op de stijghoogte beperkt tot minder dan 1 m over het grootste deel van het modelgebied. De meest gevoelige zones bevinden zich in het zuidwesten en het noordoosten waar de verschillen lokaal oplopen tot enkele meters.

De invloed op de stijghoogte van HCOV-laag 1000 is het grootst bij een verhoging van de K_h van HCOV-lagen 0700-0900. In het westen van het modelgebied is er een omvangrijke zone waar de stijghoogteverschillen enkele meters bedragen. Ook hier bevinden de meest gevoelige zones zich in het zuidwesten en het noordoosten van het modelgebied.

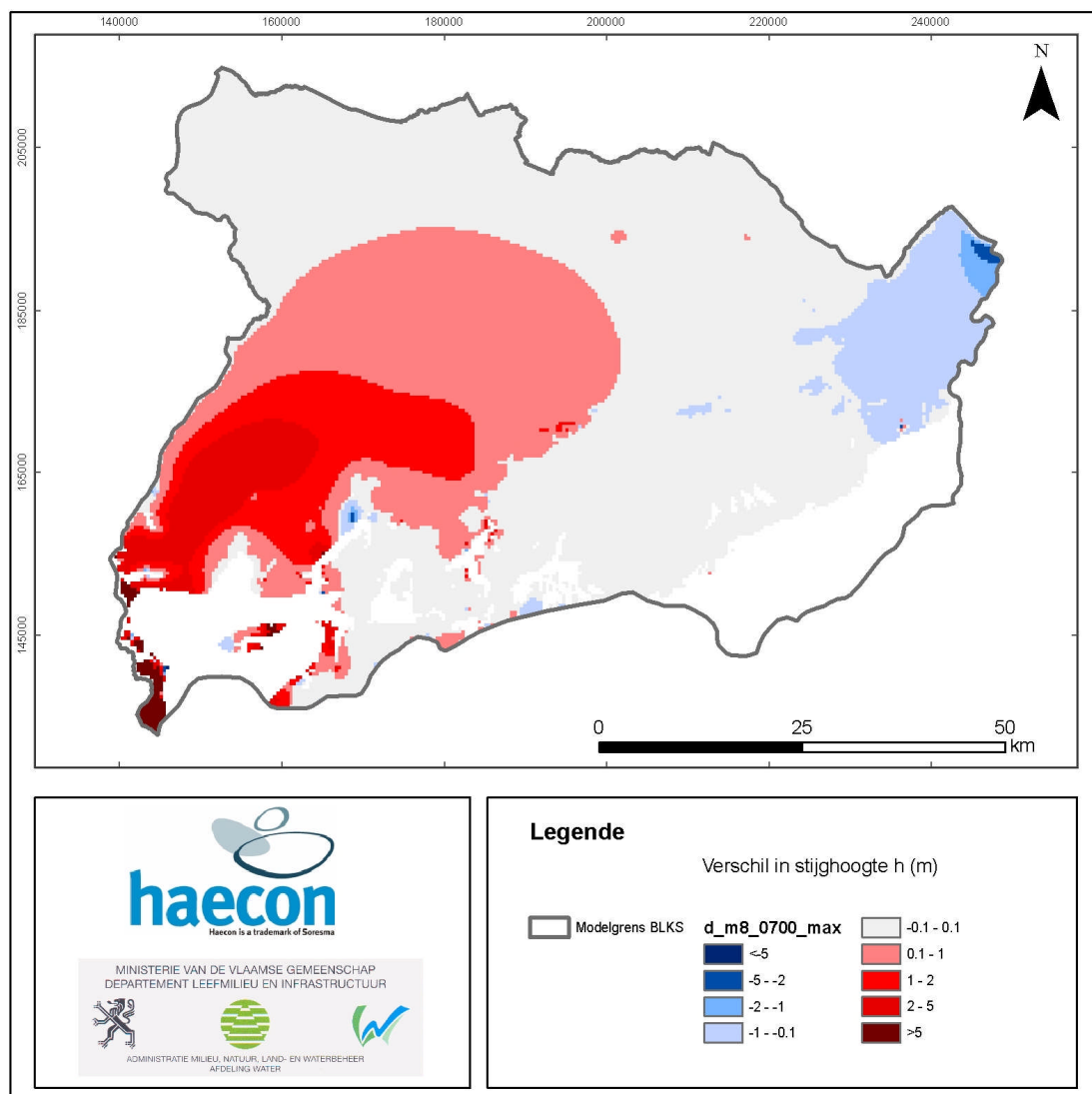
Het patroon op de verschilkaart voor HCOV-laag 1100 als gevolg van een gewijzigde $K_h(0700-0900)$ is gelijkaardig aan dat van HCOV-laag 1000. Beide aquifers staan namelijk met elkaar in contact.



Figuur 5-40:
Verandering van de stijghoogte in HCOV 0400 t.o.v. de referentietoestand bij een
verhoging van de conductiviteit K_h in HCOV 0300: $h_{max} - h_{ref}$ ($K_{h,0300,ref} = 1.0E^{-06}$;
 $K_{h,0300,max} = 1.0E^{-05}$ [m/d])



Figuur 5-41:
Verandering van de stijghoogte in HCOV 1000 t.o.v. de referentietoestand bij een verlaging van de conductiviteit K_h in HCOV 0700 en 0900: $h_{min} - h_{ref}$
($K_{h,0700,ref} = 1.0E^{04}$; $K_{h,0700,min} = 1.0E^{05}$ [m/d] ; $K_{h,0900,ref} = 1.0E^{04}$; $K_{h,0900,min} = 1.0E^{05}$ [m/d])



Figuur 5-42:
***Verandering van de stijghoogte in HCOV 1000 t.o.v. de referentietoestand bij een
 verhoging van de conductiviteit K_h in HCOV 0700 en 0900: $h_{max} - h_{ref}$
 ($K_{h,0700,ref} = 1.0E^{-04}$; $K_{h,0700,max} = 1.0E^{-03}$ [m/d] ; $K_{h,0900,ref} = 1.0E^{-04}$;
 $K_{h,0900,max} = 1.0E^{-03}$ [m/d])***

5.3 SAMENVATTING GEVOELIGHEIDSANALYSE

Op basis van de analyse van de relatieve gevoeligheden kunnen de volgende conclusies getrokken worden:

- De parameter waarvoor het model het meest gevoelig is, is de recharge of grondwatervoeding door neerslag ($S_r = 2.36$). Deze component zal niet verder meegenomen worden in de kalibratie.
- Met betrekking tot de horizontale hydraulische conductiviteiten K_h is het model het meest gevoelig voor wijzigingen van de volgende parameters:
 - o K_h (0600): $S_r = 1.00$
 - o K_h (1100): $S_r = 0.95$
 - o K_h (0200): $S_r = 0.47$
 - o K_h (1000): $S_r = 0.27$
- De invloed van een aangepaste K_h -waarde van de aquitards op de stijghoogten in de onderliggende aquifer is zeer klein voor de aquitards met HCOV-codes 0300 en 0500. Van alle aquitards hebben de HCOV-lagen 0700-0900 het meeste invloed op een onderliggende aquifer bij een gewijzigde K_h , en dan vooral bij een verhoging van de K_h .
- Op basis van de S_r (verandering van de stijghoogte) is het model weinig gevoelig voor verandering van de drain- en rivierconductiviteiten. Op basis van de volumetrische waterbalans kan er besloten worden dat er lokaal wel grote effecten kunnen zijn op de inkomende en uitgaande fluxen. Dit is vooral het geval bij een verhoging van de rivierconductantie.

Voor de kalibratie wordt gefocust op de meest gevoelige parameters, nl. de horizontale conductiviteiten (K_h) van de HCOV-lagen 0600 (Brusseliaan aquifer), 1100 (Krijt aquifer) en 1000 (Paleoceen aquifer). Ondanks de lage gevoeligheid ($S_r = 0.07$) van HCOV 0400 (Oligoceen aquifer) werd ook deze laag beschouwd in de kalibratie.

HCOV 0200 zal niet meegenomen worden in de kalibratie, aangezien VGM-CKS (Perceel 1: Centraal Kempisch Systeem) op de Kempische Aquifer (HCOV 0200) focust.

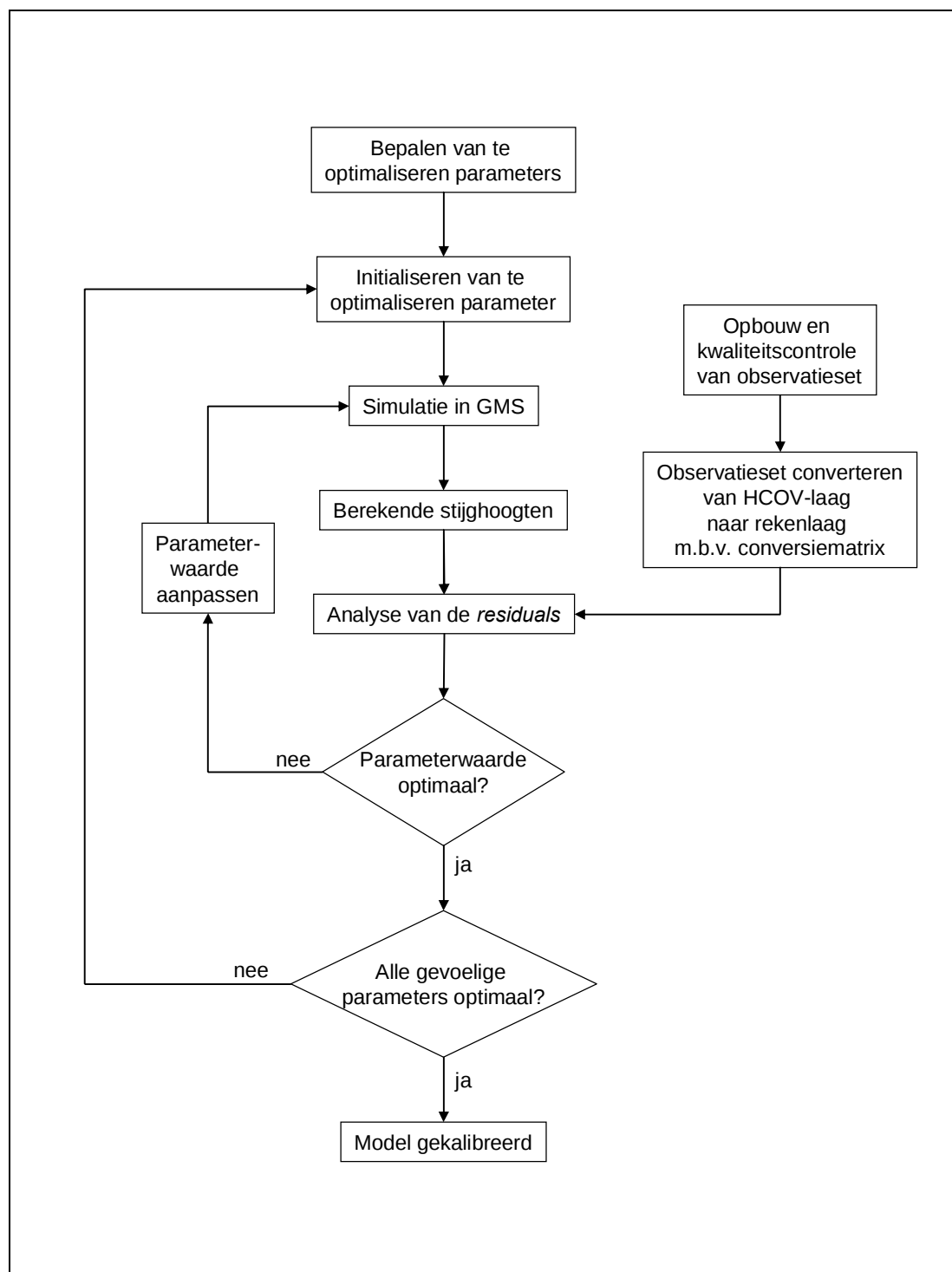
6 KALIBRATIE

Bij de modelkalibratie worden de modelparameters geoptimaliseerd om een zo groot mogelijke overeenkomst te bereiken tussen de berekende en de geobserveerde stijghoogten. De belangrijkste parameters bij de kalibratie zijn de K_h -waarden van de geohydrologische lagen.

6.1 METHODOLOGIE

De gevolgde methodologie voor het Brulandkrijtmodel is schematisch weergegeven in Figuur 6-1.

De automatische kalibratiemethode met PEST werd niet gebruikt. De K_h -waarden werden manueel geoptimaliseerd, met de ‘trial & error’ methode.



Figuur 6-1:
Schema methodologie voor kalibratie

6.1.1 Te optimaliseren parameters

Er wordt geopteerd om de K_h -parameters waarvoor het model het meest gevoelig is te optimaliseren. Uit de gevoeligheidsanalyse blijkt dat dit de volgende K_h -parameters zijn, in afnemende volgorde van gevoeligheid:

- K_h (0600): $S_r = 1.00$
- K_h (1100): $S_r = 0.95$
- K_h (1000): $S_r = 0.27$

Aanvankelijk leek de gevoeligheid van HCOV-laag 0400 groter te zijn, waardoor ook deze laag werd meegenomen in de kalibratie. Van HCOV-hoofdeenheid 0400 werden enkel de subeenheden 0450 en 0430 beschouwd, aangezien deze lagen de belangrijkste aquifers zijn van HCOV 0400. De te kalibreren parameters zijn dus:

- K_h (0600)
- K_h (1100)
- K_h (1000)
- K_h (0450)
- K_h (0430)

6.1.2 Observatieset

Van de initiële observatieset werden na een kwaliteitscontrole verschillende observaties buiten beschouwing gelaten om diverse redenen, zoals:

- Foutieve XY-coördinaten
- Toewijzing aan verkeerde of onbestaande HCOV-laag
- Onwaarschijnlijke meetwaarden of meetreeksen
- Foutief referentiepeil van de piëzometer
- Observaties uit aquitards werden niet beschouwd omwille van een dikwijls grote gradiënt in de stijghoogte als gevolg van de lage conductiviteiten
- De peilputten van meetnet 5 (drinkwatermaatschappijen) werden verwijderd, aangezien deze meestal in de buurt van grote winningen geplaatst zijn

Op die manier werden uiteindelijk 1005 observatiepunten weerhouden voor de kalibratie. Tabel 6-1 geeft een overzicht van het aantal observatiepunten per HCOV-laag.

HCOV-laag	Aantal observatiepunten
0100 + 0200	522
0400	114
0600	108
1000	132
1100	129
Totaal	1005

Tabel 6-1:

Overzicht van het aantal observatiepunten per HCOV-laag gebruikt bij de kalibratie

Door de complexe opbouw van het rekengrid en het gebruik van het HUF-package vallen niet alle hydrogeologische eenheden (=HCOV-lagen) samen met een MODFLOW-rekenlaag. Een HCOV-laag kan in het rekenmodel terechtkomen in één, twee of meer verschillende rekenlagen. Om de observatieset hydrogeologisch zinvol te maken is gebruik gemaakt van de conversiematrix zoals beschreven in paragraaf 5.1.3. Middels deze conversiematrix werd aan elk observatiepunt het nummer van de rekenlaag toegevoegd. Op deze manier kon elke observatieset per HCOV-laag in GMS ingelezen worden aan de hand van het nummer van de rekenlaag.

6.1.3 Simulatie in GMS

De automatische kalibratiemethode met PEST werd niet gebruikt. De K_h -waarden werden manueel geoptimaliseerd, met de ‘trial & error’ methode. Elke opeenvolgende waarde voor een te kalibreren parameter werd als een scenario ingevoerd in GMS en vervolgens gesimuleerd. Gezien het model niet convergeert is ervoor gekozen om de simulatie van een scenario stop te zetten in de iteratiestap waar de maximale verandering van de stijghoogte een stabiele minimale waarde heeft en waar de fout in de waterbalans kleiner is dan 1%. Voor de meeste scenario's was het mogelijk om – zoals in de referentietoestand – het algoritme stop te zetten na 70 simulaties. Voor een aantal scenario's werd het model in deze iteratiestap onstabiel zodat een ander moment in de iteratiecyclus is gekozen.

6.1.4 Analyse van de *residuals*

Als maat voor de afwijking tussen geobserveerde en berekende stijghoogten, kan de som van de kwadratische verschillen (TSSR) beschouwd worden:

$$TSSR = \sum_{i=1}^n (h_{sim} - h_{obs})^2$$

met:

n = aantal observatiepunten

h_{sim} = gesimuleerde stijghoogte

h_{obs} = geobserveerde stijghoogte

De meest gevoelige K_h -parameters werden één voor één geoptimaliseerd, in dalende volgorde van gevoeligheid. Bij een minimalisatie van de TSSR werd de overeenkomstige K_h -waarde weerhouden. De optimale K_h -waarden werden dus op een iteratieve manier bepaald.

Op basis van de TSSR kan ook de wortel van de gemiddelde kwadratische verschillen (*Root Mean Squared Error* of RMSE) berekend worden, of de standaardafwijking tussen de gesimuleerde stijghoogten h_{sim} en de geobserveerde stijghoogten h_{obs} :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (h_{sim} - h_{obs})^2}$$

met:

n = aantal observatiepunten

h_{sim} = gesimuleerde stijghoogte

h_{obs} = geobserveerde stijghoogte

6.2 RESULTATEN

Tabel 6-2 geeft een overzicht van de optimale K_h -waarden die door manuele kalibratie bekomen werden. Voor de K_h -waarden van de andere HCOV hoofd- en subeenheden werden de referentiewaarden van Tabel 4-1 behouden.

HCOV-eenheden		K_h (m/d)
Hoofd	Sub	
0400	0430	2.3
	0450	0.2
0600		3.5
1000		0.13
1100		9.3

Tabel 6-2:
Optimale K_h -waarden na manuele modelkalibratie

De geoptimaliseerde K_h -waarden voor HCOV 0430, 0450, 0600 en 1100 bevinden zich in de range zoals geïnventariseerd in deelopdracht 1 (voor zover deze range gekend en volledig is). De K_h -waarde voor HCOV 1000 lijkt laag en valt buiten de geïnventariseerde range, maar er is anderzijds geen volledige fysische range beschikbaar voor alle subeenheden, alleen onvolledige regioparameters en enkele puntwaarden. HCOV-hoofdeenheid 1000 bestaat in werkelijkheid uit verschillende sub-eenheden, terwijl het in dit model als één laag met één K_h -waarde is opgenomen. Dit heeft een grote onnauwkeurigheid tot gevolg voor de gekalibreerde hydraulische conductiviteit K_h van HCOV-laag 1000. Voor het vervolg van deze studie (deelopdracht 3) zal met de gekalibreerde K_h -waarde voor HCOV-laag 1000 (0.13 m/d) verder gewerkt worden.

In dit stadium is er echter al een inschatting gemaakt van de impact op de modelresultaten wanneer er voor de $K_h(1000)$ een waarde zou gekozen worden die dichter aanleunt bij het gemiddelde van het fysische bereik van de K_h voor deze laag. Het grondwatermodel werd opnieuw doorgerekend met een $K_h = 2.3$ voor HCOV 1000, d.i. de laagste gemiddelde waarde van de geïnventariseerde regioparameters. In het algemeen treedt er gemiddeld een verlaging op van de stijghoogten. Het effect op de stijghoogten van HCOV-lagen 0200, 0300 en 0500 was klein (< 1m verschil). Voor HCOV-lagen 0100, 0400, 0600 worden de grootste stijghoogteverschillen (in het algemeen < 3m, maar lokaal > 5m) opgetekend in het zuidelijke en zuidoostelijke deel van het modelgebied waar HCOV-laag 1000 dagzoomt en in rekenlaag 1 terechtkomt. De grootste stijghoogteverschillen komen vooral voor t.h.v. de interfluvia in het reliëfrijke zuiden. Het effect op de globale waterbalans is klein. Wanneer de waterbalans voor HCOV-laag 1000 apart bekeken wordt, is

de algemene vaststelling dat er een grotere uitwisseling plaatsvindt (zowel inkomende als uitgaande flux) met de andere lagen en de verschillende types randvoorwaarden, behalve met de drains. De grootste impact is er op de in- en uitgaande fluxen via de constant heads: een verhoging van de uitflux met factor 16 en van de influx met factor 8. Voor de uitwisseling met de freatische aquifer en HCOV-lagen 0400 en 1100 wordt er tot een verdubbeling van de fluxen opgetekend. Wat de overeenkomst tussen de berekende en geobserveerde stijghoogten voor de observatieset betreft, wordt er voor alle lagen – behalve voor HCOV 1100 – een grotere afwijking genoteerd (zowel RMSE als gemiddelde absolute afwijking). De onderschatting van de stijghoogten met het model wordt dus nog versterkt met een hogere K_h -waarde voor HCOV 1000.

Ook de K_h -waarde voor HCOV 0600 lijkt aan de lage kant. Tijdens de kalibratie werd vastgesteld dat enkel bij een hoge waarde voor deze parameter (>20) er geen droogvallende cellen waren ter hoogte van de grote winningen in de streek rond Brussel. De geoptimaliseerde waarde van 3.5 zorgt voor een te kleine toestroming naar deze winningen met als gevolg dat deze grote winningen een aantal cellen *leegzuigen*. Dit kan enerzijds wijzen op een foutieve (= te hoge) inschatting van de onttrokken debieten in de betrokken winningen. Anderzijds zijn er ook regionale verschillen mogelijk in de conductiviteit van HCOV 0600. Het is aannemelijk dat deze grote winningen zich bevinden in zones waar het Brusseliaan een grotere hydraulische geleidbaarheid vertoont.

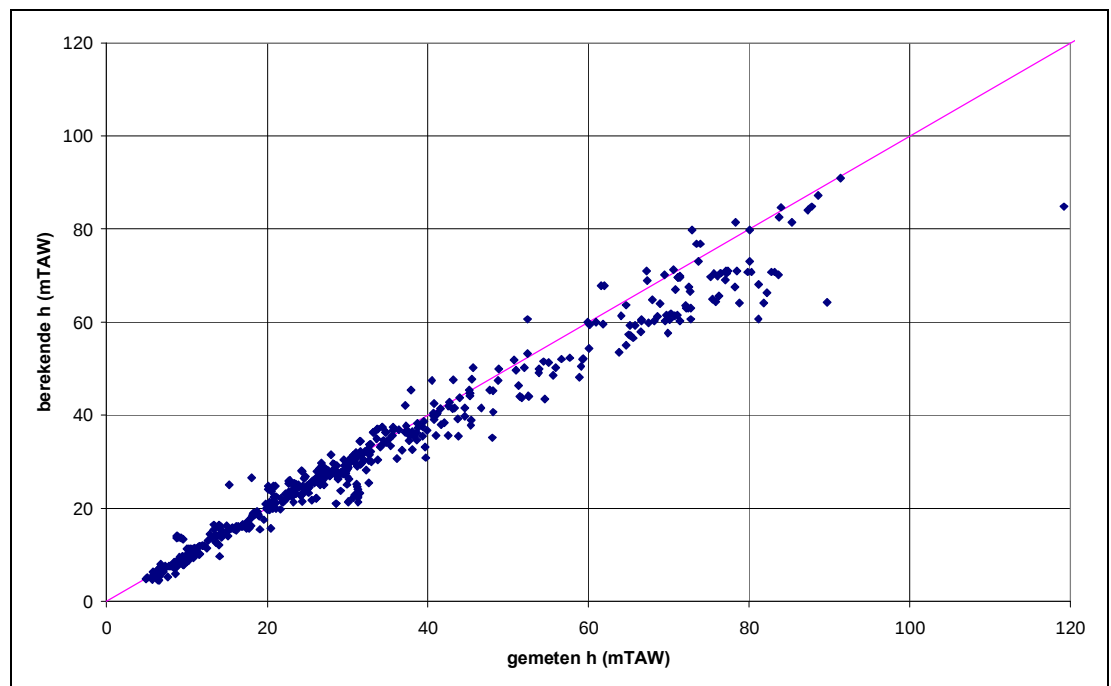
De overeenkomst tussen geobserveerde en berekende stijghoogten kan voorgesteld worden aan de hand van verschillende maatgevende parameters, zoals de gemiddelde afwijking, de gemiddelde absolute afwijking en de wortel van de gemiddelde kwadratische verschillen (RMSE, zie paragraaf 6.1.4). Tabel 6-3 geeft een overzicht van deze resultaten voor de belangrijkste aquifers in het model. In Figuur 6-2 t.e.m. Figuur 6-7 worden de gemeten en geobserveerde stijghoogten ten opzichte van elkaar uitgezet.

HCOV-laag	Aantal observatie-punten	Gemiddelde afwijking (m)	Gemiddelde absolute afwijking (m)	RMSE (m)
0100 + 0200	522	-1.77	2.9	4.7
0400	114	-4.72	6.3	6.3
0600	108	-1.05	3.1	5.7
1000	132	-0.91	4.8	7.0
1100	129	0.95	7.5	9.4
Totaal	1005	-1.57	4.2	6.4

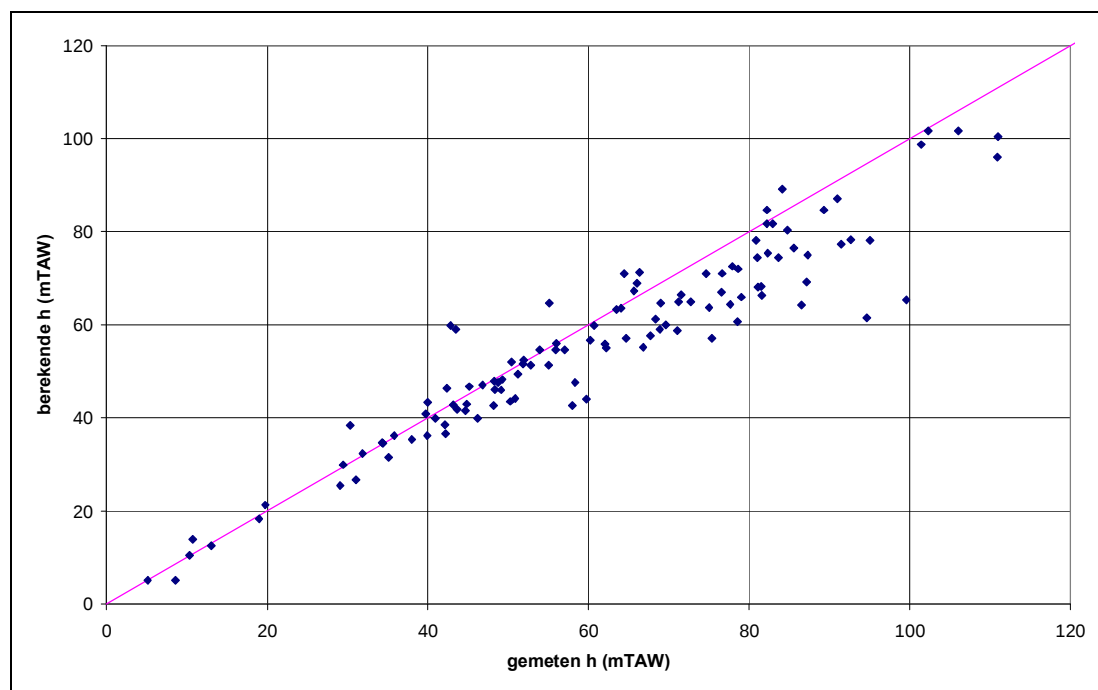
Tabel 6-3:
Overzicht van de resultaten van de manuele modelkalibratie

De absolute afwijkingen zijn voor alle lagen relatief grote waarden. Zoals geïllustreerd wordt in de figuren zijn deze grote verschillen voornamelijk toe te schrijven aan een minderheid van observatiepunten met grote afwijkingen tussen geobserveerde en berekende stijghoogten. Een algemene vaststelling hierbij is: hoe groter de stijghoogten, hoe groter de afwijkingen tussen gemeten en berekende waarden. Dit kan voornamelijk toegeschreven worden aan de volgende oorzaken:

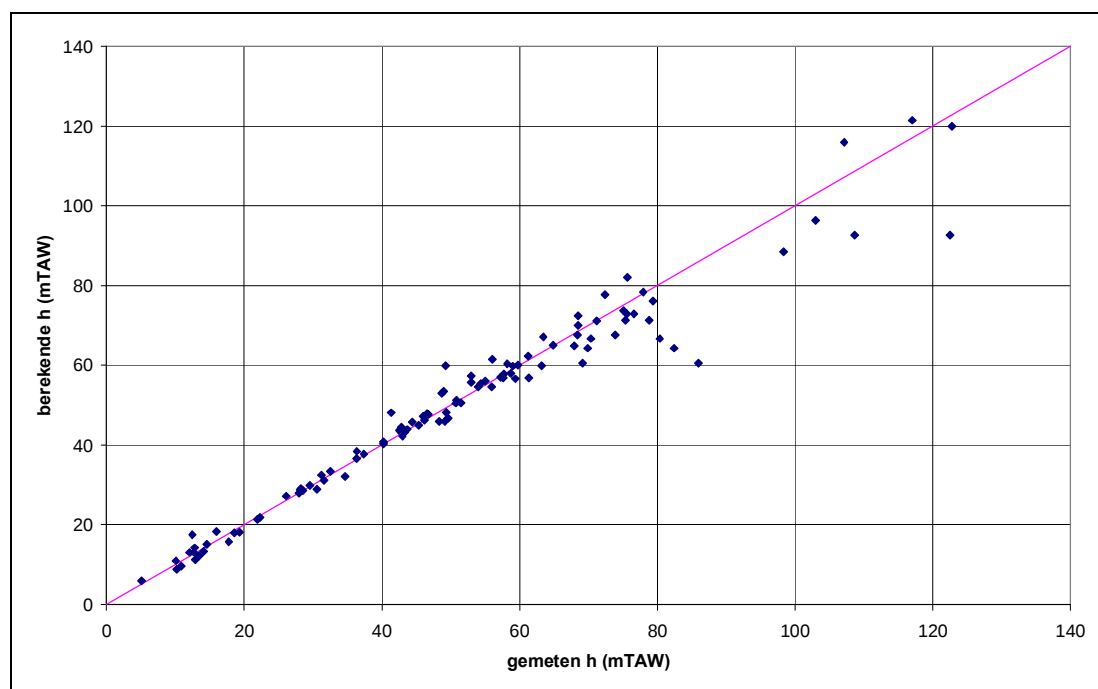
- De complexe modelopbouw, vooral in het zuidelijke reliëfrijke deel van het modelgebied
- Grotere onzekerheid op de rivierpeilen en de maaiveldpeilen in de reliëfrijke gebieden, en in het bijzonder in Wallonië
- Grof modelgrid (celgrootte = 400 m): een sterke stijghoogtegradiënt in het terrein wordt niet goed weergegeven door een model met een grofmazig grid



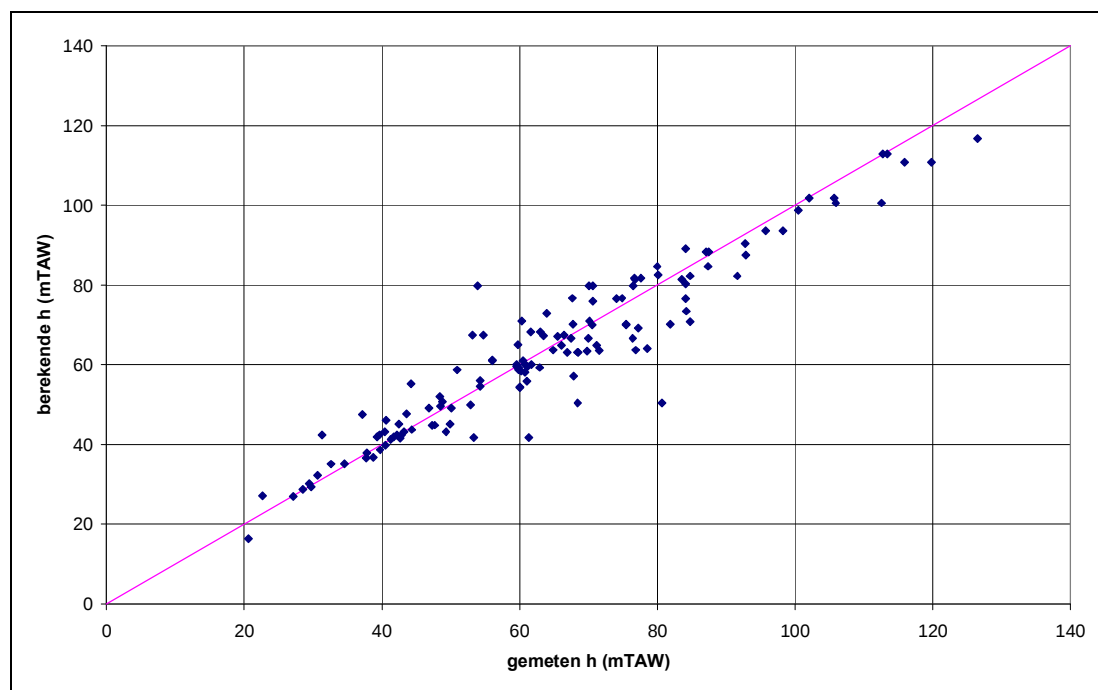
Figuur 6-2:
Gemeten en berekende stijghoogten voor de observatiepunten in HCOV-lagen
0100 + 0200



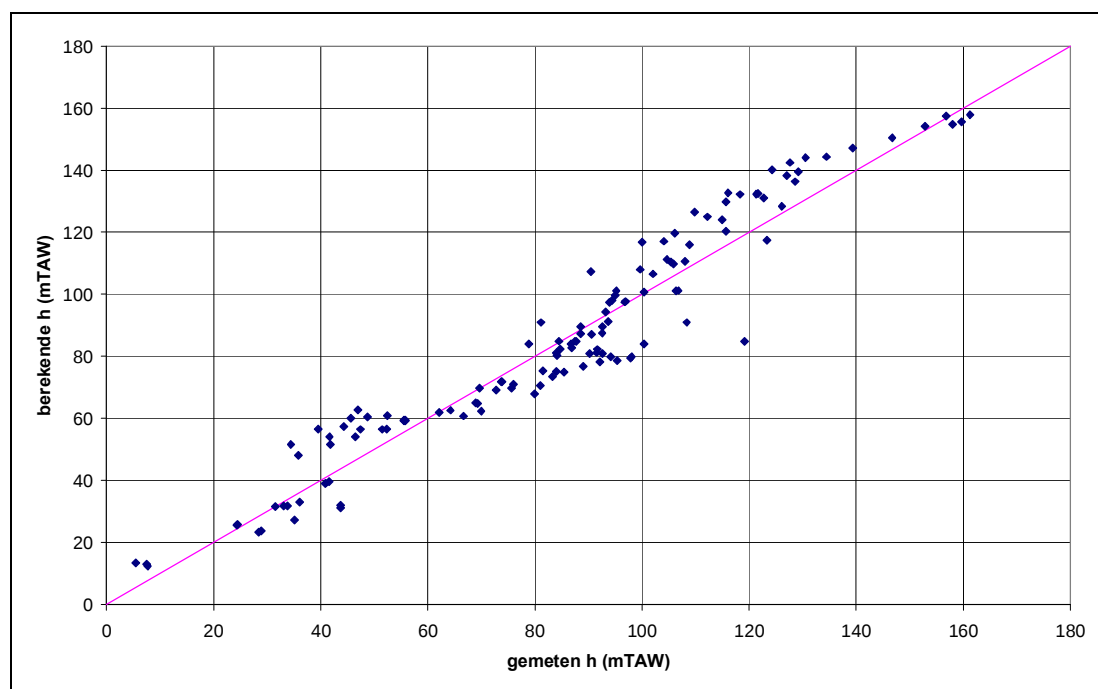
Figuur 6-3:
Gemeten en berekende stijghoogten voor de observatiepunten in HCOV-laag 0400



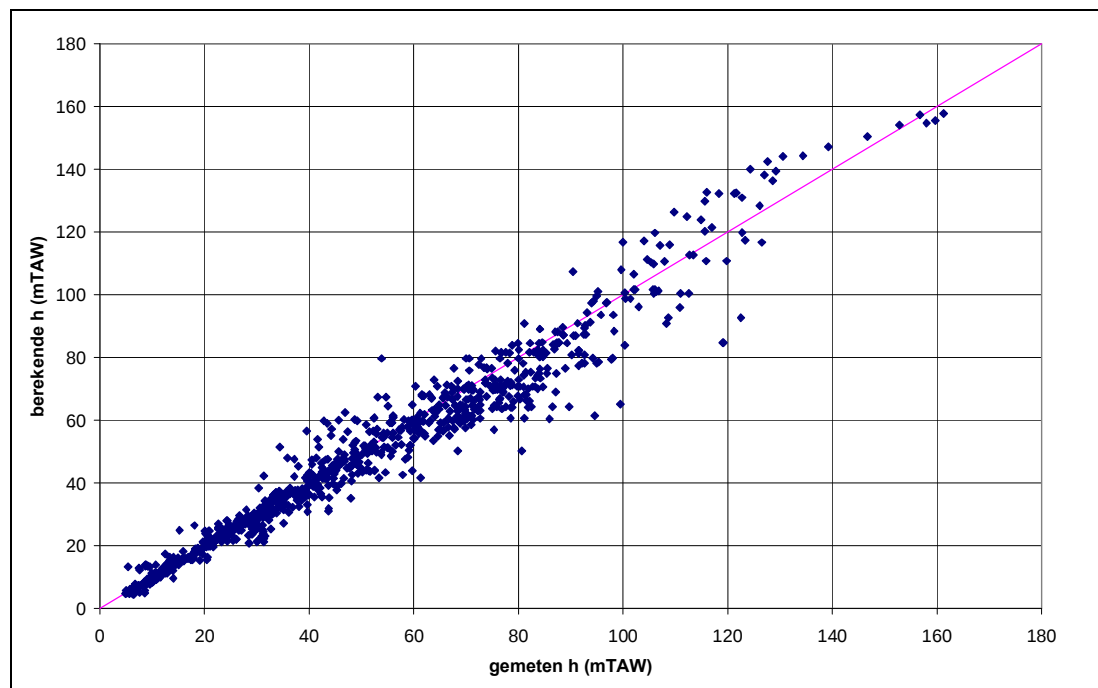
Figuur 6-4:
Gemeten en berekende stijghoogten voor de observatiepunten in HCOV-laag 0600



Figuur 6-5:
Gemeten en berekende stijghoogten voor de observatiepunten in HCOV-laag 1000



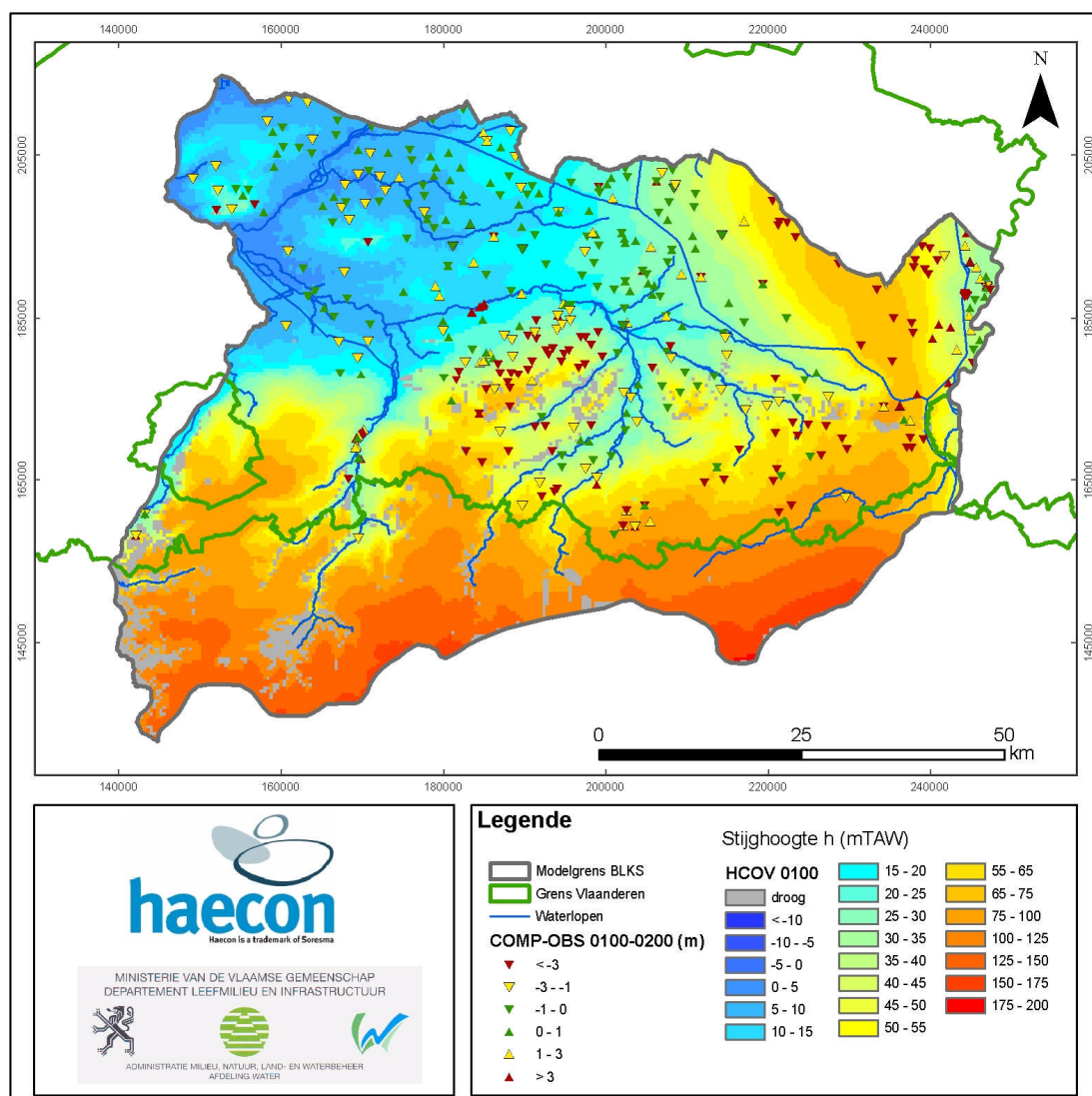
Figuur 6-6:
Gemeten en berekende stijghoogten voor de observatiepunten in HCOV-laag 1100



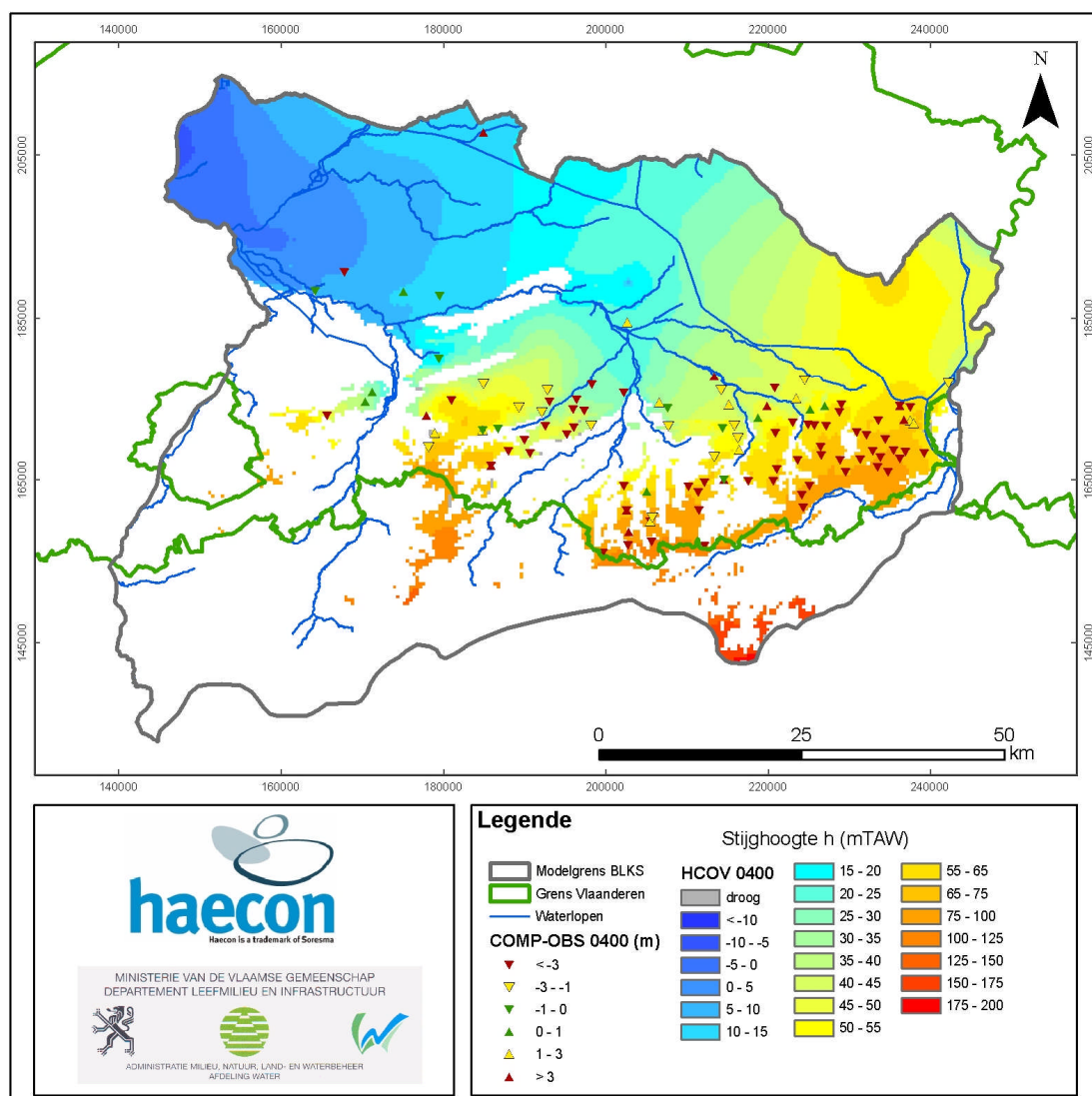
Figuur 6-7:
Gemeten en berekende stijghoogten voor alle observatiepunten

Figuur 6-8 t.e.m. Figuur 6-12 tonen de berekende stijghoogten van het gekalibreerde model voor de verschillende aquifers. Op de figuren worden ook de observatiepunten getoond met een aangepast symbool en kleurcode om de afwijking tussen de berekende en de geobserveerde stijghoogte aan te duiden. Uit deze figuren kan o.a. het volgende afgeleid worden:

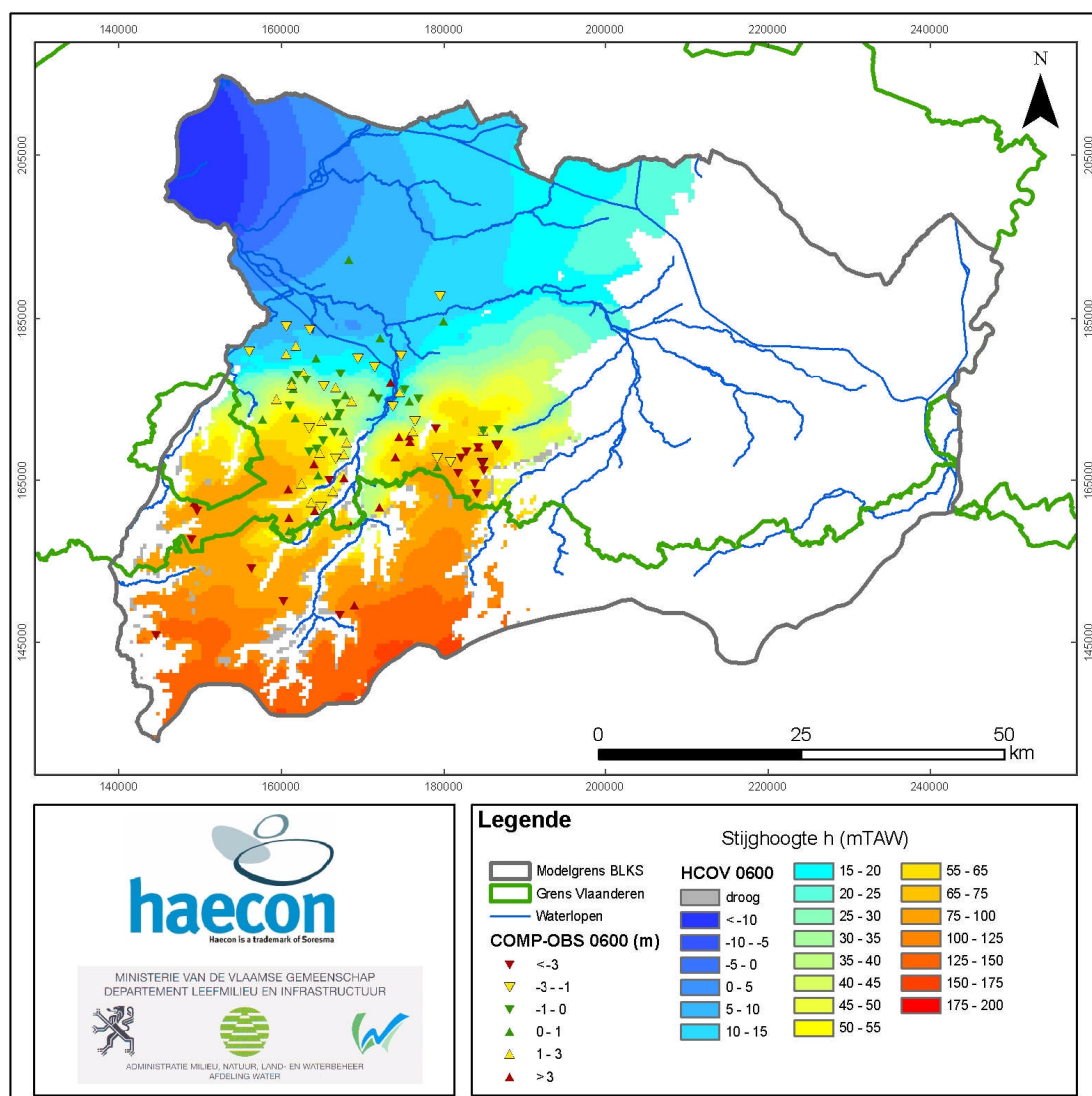
- Er zijn vooral observaties beschikbaar in de niet-gespannen delen van de aquifers, en veel minder in de gespannen delen. Daardoor is er weinig zicht op de afwijkingen tussen berekende en gemeten stijghoogten in de gespannen aquifers.
- Hoe groter de absolute waarde van de stijghoogten, hoe groter de afwijking: dit is het duidelijkst te zien op de kaarten voor HCOV-lagen 0100-0200 en 0600.
- In het algemeen worden te kleine stijghoogten berekend, zeker voor de volgende HCOV-lagen: 0100-0200, 0400 en 1000. Dit is vooral het geval voor locaties met grote stijghoogten.
- Het valt op dat in het zuidoosten van HCOV-laag 1100 de stijghoogten in het algemeen onderschat worden in het deel van het modelgebied ten noorden van de Jeker, en overschat in het gebied ten zuiden van de Jeker.



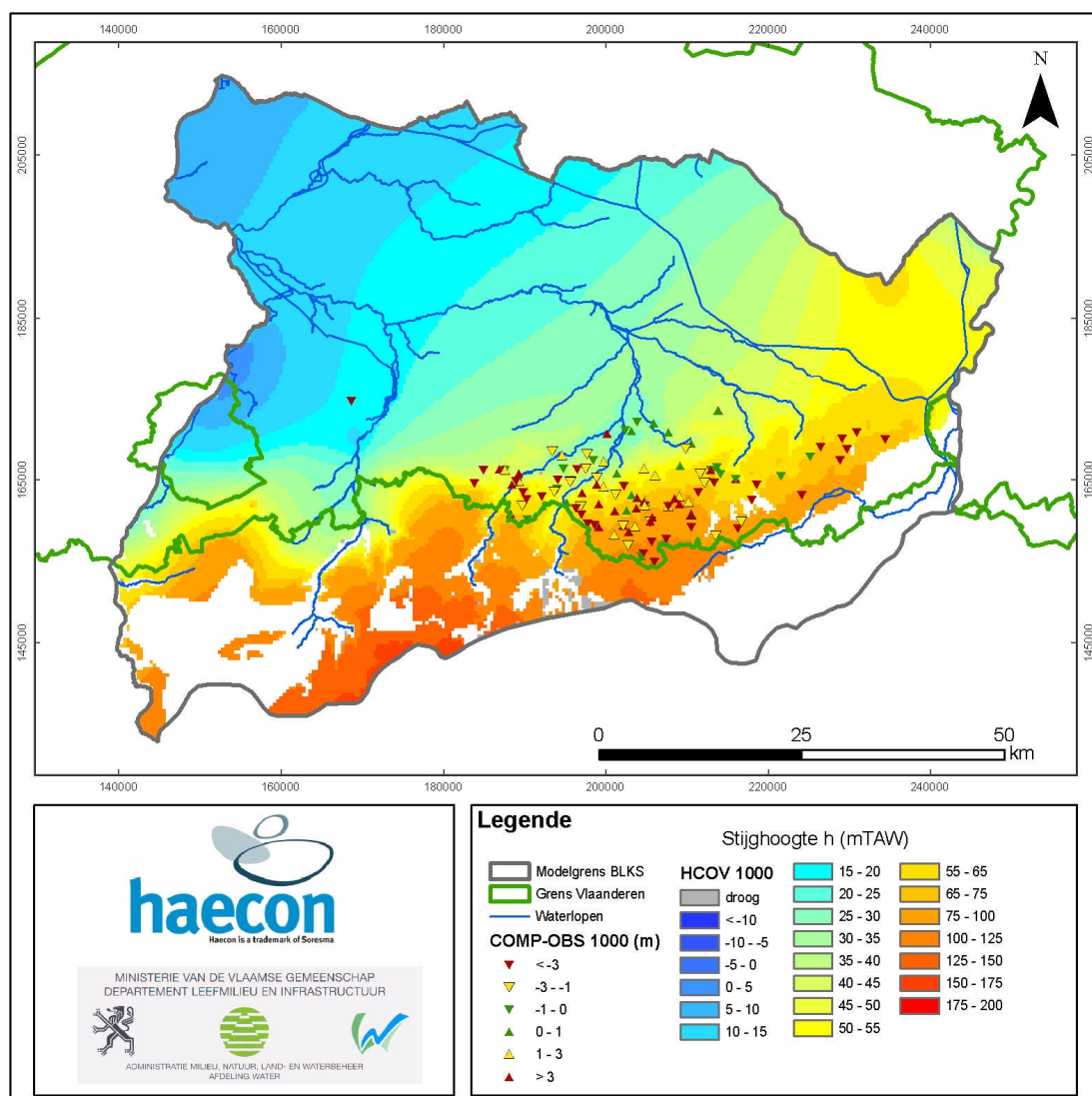
Figuur 6-8:
 Berekende stijghoogte (gekalibreerde model) en observatiepunten voor HCOV-laag 0100-0200 (symbool en kleurcode van de observatiepunten geven de afwijking weer: (>0) berekende > geobserveerde stijghoogte ; (<0) berekende < geobserveerde stijghoogte)



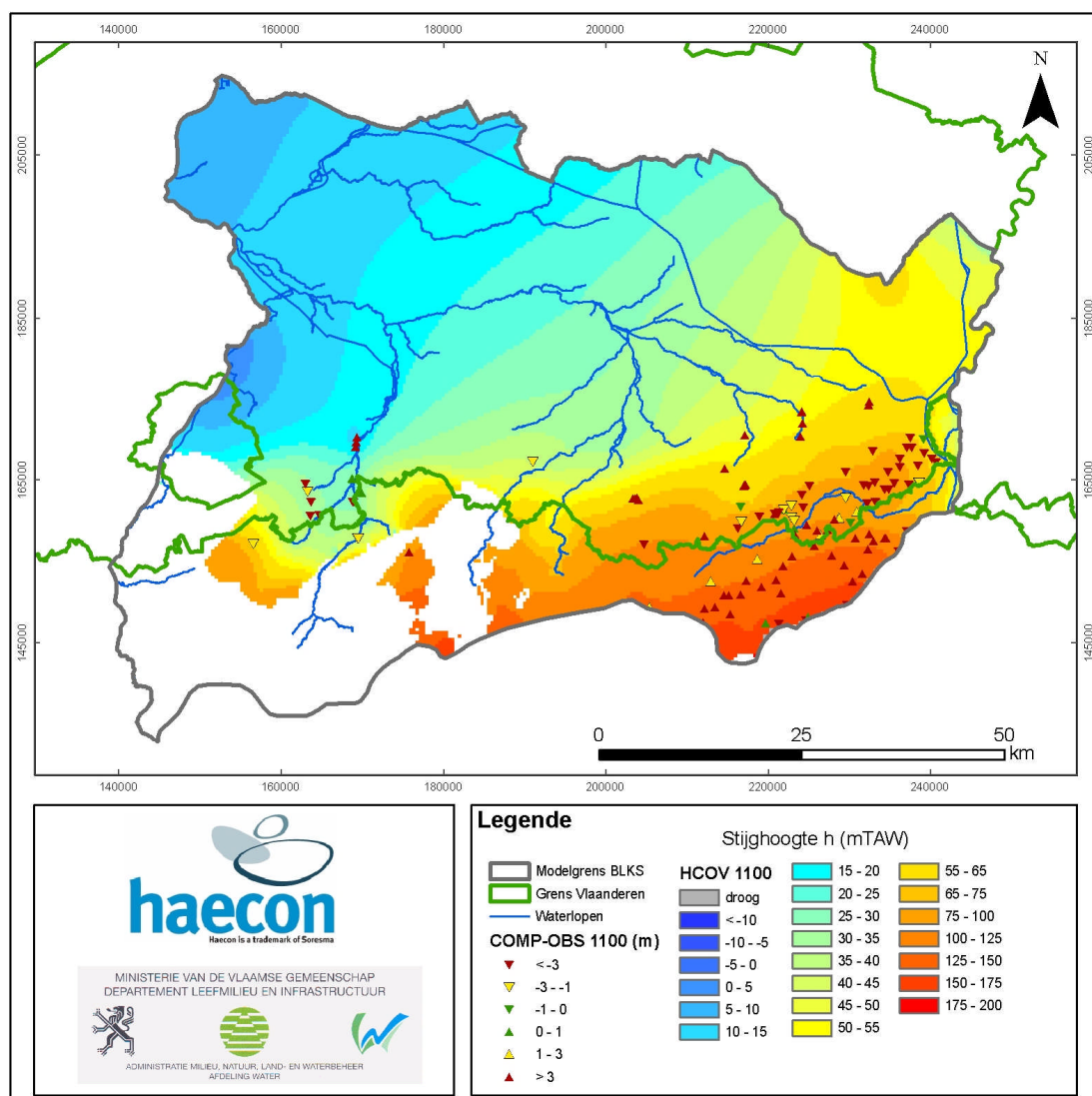
Figuur 6-9:
Berekende stijghoogte (gekalibreerde model) en observatiepunten voor HCOV-laag 0400 (symbool en kleurcode van de observatiepunten geven de afwijking weer: (>0) berekende > geobserveerde stijghoogte ; (<0) berekende < geobserveerde stijghoogte)



Figuur 6-10:
Berekende stijghoogte (gekalibreerde model) en observatiepunten voor HCOV-laag 0600 (symbool en kleurcode van de observatiepunten geven de afwijking weer: (>0) berekende > geobserveerde stijghoogte ; (<0) berekende < geobserveerde stijghoogte)



Figuur 6-11:
Berekende stijghoogte (gekalibreerde model) en observatiepunten voor HCOV-laag 1000 (symbool en kleurcode van de observatiepunten geven de afwijking weer: (>0) berekende > geobserveerde stijghoogte ; (<0) berekende < geobserveerde stijghoogte)



Figuur 6-12:
Berekende stijghoogte (gekalibreerde model) en observatiepunten voor HCOV-laag 1100 (symbool en kleurcode van de observatiepunten geven de afwijking weer: (>0) berekende > geobserveerde stijghoogte ; (<0) berekende < geobserveerde stijghoogte)

7 REFERENTIES

- [1] Meyus, Y., Adyns, D., Woldeamlak, S.T., Batelaan, O. en De Smedt, F. (2004), Opbouw van een Vlaams grondwatervoedingsmodel, eindrapport. Onderzoeksopdracht voor het Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, AMINAL, afdeling Water.
- [2] Anderman E.R. & Hill M.C. (2000). MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model – documentation of the hydrogeologic-unit flow (HUF) package. Open-File report 00-342.
- [3] Brouyère S., Dassargues A. & Hallet V. (2004). Migration of contaminants through the unsaturated zone overlying the Hesbaye chalky aquifer in Belgium: a field investigation. *Journal of Contaminant Hydrology*, in druk.
- [4] De Smedt F., Huijgh J. & Van Campenhout A. (2001). Uitwerking en toepassing van een methodologie voor de kwetsbaarheid van grondwatersystemen t.a.v. verdroging en verontreiniging. Studie beleidsgericht onderzoek, projectnr. PB097/32-61/107.
- [5] Haecon & F.V. Matthijs-Buffel (2002). Hydrogeologische detailstudie van de ondergrond in Vlaanderen. Perceel 6. Studie in het kader van de opdracht “Opbouw van het Vlaams grondwatermodel (VGM) en de gegevensinvoer in Databank Ondergrond Vlaanderen (DOV)”. Haecon rapportnr. VHO2250/305.
- [6] ONDRAF/NIRAS (2001). Safety assessment and interim report (SAFIR), http://www.nirond.be/nederland/8.2.2_pubs_nl.asp
- [7] Meyus Y., Adyns D., Severyns J., Batelaan O. & De Smedt F. (2004). Ontwikkelen van regionale modellen ten behoeve van het Vlaams grondwater model (VGM) in GMS/MODFLOW, perceel 1: Centraal Kempisch model.
- [8] Severyns J., Batelaan O. & De Smedt F. (2004). Ontwikkelen van regionale modellen ten behoeve van het Vlaams grondwater model (VGM) in GMS/MODFLOW, perceel 2: Maasmodel.
- [9] THV Haecon – Wittenveen+Bos (2004). Ontwikkelen van regionale modellen ten behoeve van het Vlaams grondwater model (VGM) in GMS/MODFLOW. Perceel 3: Brulandkrijtmodel. Deelrapport 1: Basisgegevens verzamelen en analyseren en opstellen van een conceptueel model. Haecon rapportnr. VOG/2581/39.
- [10] Royal Haskoning (2003). Grondwatereffecten MER Grensmaas 2003

BIJLAGE 1 :

HISTORIEK MODELOPBOUW

BIJLAGE 1 : HISTORIEK MODELOPBOUW

Hieronder wordt in telegramstijl de verdere ontwikkeling in opeenvolgende aanpassingen, verbeteringen en uitbreiding van het uiteindelijke basismodel weergegeven. Dit overzicht geeft aldus een weergave van de eigenlijke opbouw van het grondwatermodel.

BLKS_v1 t.e.m. BLKS_v4: start van de modelopbouw

23/11/2005: **BLKS_v5**

- correctie randvoorwaarden
- correctie recharge
- correctie drains
- invoer rewetting

18/01/2006: **BLKS_v6**

- aanvullende correctie randvoorwaarden
- aanvullende correctie recharge
- aanvullende correctie drains
- correctie rivers
- correctie conductiviteit
- aanpassing wells

23/03/2006: **BLKS_v7**

- aanpassing output (camouflage spikes)
- aanvullende correctie randvoorwaarden
- aanvullende correctie conductiviteit
- aanvullende correctie rivers
- correctie wells (nieuwe info)
- toevoeging observaties

2/06/2006: **BLKS_v8**

- nieuw modelgrid (in overleg met opdrachtgever)
- vervanging noordelijke randvoorwaarde (nieuwe info)
- correctie wells (nieuwe info)
- aanpassing conductance rivieren

8/09/2006: opzet en beslissing tot opzet van nieuwe modelgrids

- 4 nieuwe modelgrids, nog niet uitgewerkt tot modellen

26/09/2006: **BLKS_v9** en **BLKS_v10**

- grid 1 uitgewerkt tot BLKS_v9
- grid 2 uitgewerkt tot BLKS_v10

Voor de vergadering van 29/09/06 met de opdrachtgever werd zeer veel tijd besteed aan een zoektocht naar een beter modelgrid. Dit heeft, in een heuse trial-and-error-benadering geleid tot talloze gridversies, waarvan de belangrijkste hierna kort besproken worden. Twee daarvan werden uitgewerkt tot een volwaardig model. Dit waren de modelversies **BLKS_v9 en BLKS_v10** die op de vergadering van 20/09/06 besproken werden.

Versie 1:

Grid 1 bestaat uit het grid van de laatst ingediende modelversie (versie **BLKS_v8**), met een aantal correcties gebaseerd op jullie opmerkingen (mail d.d. 12/06/06):

- verspreiding van HCOV 170 werd gecorrigeerd
- op een aantal plaatsen werd de eerste aquifer aan de eerste rekenlaag toegevoegd

Net zoals in de vorige modelversie, bevat het gecorrigeerde modelgrid nog steeds een groot aantal sprongen ten gevolge van kleine relicten van aquifers en aquitards, ten zuiden van de globale dagzoomgrens.

Versie 2:

Om het frequente verspringen van de eerste rekenlaag te beperken, werd een algoritme ontwikkeld dat een vereenvoudigd rekengrid aanmaakt. Het algoritme doorloopt de modelkolommen van noord naar zuid. Aan de noordelijke rand wordt de eerste rekenlaag geïnitieerd als "kwartair + eerste aquifer". Vervolgens worden de zuidelijker gelegen rijen één voor één doorlopen. Voor elke cel wordt gecontroleerd of de eerste rekenlaag het kwartair en minstens 1 aquifer bevat. Indien er geen aquifer in de eerste rekenlaag meer aanwezig is, dan wordt de aard van de eerstvolgende HCOV-laag gecontroleerd. Is dit een aquitard, dan gebeurt er niets. Is dit daarentegen een aquifer, dan wordt deze aquifer aan de eerste rekenlaag toegevoegd. Eens een HCOV-laag aan de eerste rekenlaag toegevoegd is, dan blijft ze voor alle verder zuidelijk gelegen cellen tot de eerste rekenlaag behoren. De eerste rekenlaag maakt dus een eenmalige sprong omlaag wanneer een bijkomende HCOV-laag opgenomen wordt, maar nooit een sprong omhoog. Het aantal sprongen per kolom is dus automatisch beperkt tot minder dan het aantal aquifers. Langsheen een rij kunnen er nog wel sprongen tussen aanpalende kolommen optreden.

Versie 3:

Versie 3 is een verfijning van versie 2. Indien een uitgestrekte formatie een korte onderbreking in de noord-zuid richting bevat, dan kan het gebeuren dat de eerste rekenlaag vroegtijdig naar beneden verspringt. Op deze wijze kunnen grote stukken van aquitards in de eerste rekenlaag terechtkomen (bv HCOV 700-800-900 in ZW). Om dit te vermijden werd een bijkomend criterium ingevoerd. Dit extra criterium houdt in dat de

eerste rekenlaag pas naar beneden toe verspringt wanneer de noodzaak en de mogelijkheid hiervoor gedurende een minimaal aantal opeenvolgende cellen aanwezig is. Hoe groter de toelaatbare onderbreking, hoe kleiner de kans dat er vroegtijdig gesprongen wordt en hoe groter de kans dat er niet gesprongen wordt op een plaats waar dit misschien wel wenselijk is. De optimale toelaatbare onderbreking moet dus proefondervindelijk vastgesteld worden. Verschillende waarden werden uitgeprobeerd. Grid versie 3 is gebaseerd op een toelaatbare onderbreking (gap size) van 3 cellen. Er zal dus pas gesprongen worden als de noodzaak en de mogelijkheid gedurende minstens 4 opeenvolgende cellen aanwezig zijn.

Versie 4:

Versie 4 is een verfijning van versie 3. Een toelaatbare onderbreking van slechts enkele cellen kan niet verhinderen dat nog steeds grote delen van HCOV 700-800-900 in de eerste rekenlaag terechtkomen. Het opvoeren van de toelaatbare onderbreking tot de benodigde waarde van een 20-tal cellen leidt tot ongewenste neveneffecten in andere delen van het modelgrid. Om HCOV 700-800-900 uit de eerste rekenlaag te weren werd een bijkomende beperking ingevoerd: in de eerste 80 kolommen werd de maximale dikte van de eerste rekenlaag beperkt tot HCOV 600. De maximaal toelaatbare onderbreking werd verminderd tot 2 cellen i.p.v. 3.

De grids van versie 1 en versie 4 zijn inmiddels omgevormd tot volwaardige modellen, respectievelijk **BLKS_v9** en **BLKS_v10**. **BLKS_v9** is een gecorrigeerde versie van **BLKS_v8**, terwijl **BLKS_v10** een volledig nieuw model is. Ik heb reeds een testsimulatie uitgevoerd met beide modellen, maar de resultaten nog niet in detail geanalyseerd.

Tijdens de vergadering werd besloten om de gevoeligheidsanalyse uit te werken met versie **BLKS_v10**, na een aantal bijkomende aanpassingen:

1. aanpassing rekengrid (herstel volwaardige basislaag en aanpassing toplaag om droogvallen te vermijden)
2. aanpassing rivieren op basis van verbeterde maaiveldpeilen
3. aanpassing rivieren op basis van recente riviersimulatie resultaten

Op 17/10/06 werd een nieuwe versie (**BLKS_v11**) ingediend. Deze omvatte de gevraagde aanpassing van het rekengrid en de aanpassing van de rivieren op basis van geactualiseerde - verbeterde maaiveldpeilen voor Vlaanderen (nieuwe DHM-gegevens zijn ingevoerd).

Op 27/10/06 werd nog een nieuwe versie (**BLKS_v12**) ingediend. Deze omvatte een aanpassing van de rivieren op basis van geactualiseerde maaiveldpeilen voor Wallonië.

Na het indienen van versie **BLKS_v12** hebben de werkzaamheden anderhalve maand stilgelegen terwijl gewacht werd op de levering van de riviersimulatieresultaten. De betreffende inputdata werden geleverd op 14/12/06. Deze gegevens werden dan ook onmiddellijk verwerkt in een nieuwe versie (**BLKS_v13**).

Ook na het verwerken van de riviersimulatieresultaten, bleven een aantal bovenlopen infiltrerend i.p.v. drainerend en was de globale waterbalans nog niet helemaal realistisch. Dit werd dan ook gemeld aan de opdrachtgever in een mail van 22 februari 2007. In deze mail werden een aantal pistes voor verdere aanpassingen voorgesteld. In overleg met de afdeling water worden een aantal daarvan nu uitgewerkt.

In versie **BLKS_v14** werden de K-waarden van lagen waarin waterlopen voorkomen aangepast (met factor 10 verlaagd). Er werden verbeteringen vastgesteld m.b.t. het aandeel voeding door waterlopen in de totale volumebalans (21 %), en m.b.t. de voedende waterlopen in het noorden van het modelgebied (omslag van voedend naar drainerend). Het probleem van het voedende karakter van de bovenlopen in het zuiden van het modelgebied blijft echter bestaan.

26/03/2007: **BLKS_v15**

- nieuwe rivieren-shape met aangepaste standaardwaarden voor waterlopen in het zuiden van het modelgebied
- debieten van enkele wells werden aangepast: deze aanpassingen werden al eens doorgevoerd in versies 6, 7 en 8 maar zijn verloren gegaan vanaf versie 9 (nieuw rekengrid)
- de K-waarde voor de HCOV-lagen van de reeksen 0100, 0200, 0400, 0600 en 0800 werd met factor 10 verlaagd (zoals in v14)
- starting heads van enkele cellen in laag 1 werden verhoogd

02/04/2007: **BLKS_v16**

- nieuw modelgrid: er kunnen slechts sprongen zijn in modellaag 1 indien $i > 123$
- riv-file aangepast aan het nieuwe modelgrid
- aanpassing van de volgende Kh-waarden: K0420 en K0440; K1100; K0600; K0700; K0900; K0800

03/04/2007: **BLKS_v17**

- nieuw modelgrid: er kunnen slechts sprongen zijn in modellaag 1 indien $i > \text{een bepaalde grenswaarde}$, volgens een getrapte grens

06/04/2007: **BLKS_v18**

- nieuw modelgrid: er kunnen slechts sprongen zijn in modellaag 1 indien i>een bepaalde grenswaarde (aanpassing van getrapte grens)
- riv-file: waterlopen vanaf laag 1 tot en met laag waarin waterloopbodem zich bevindt
- wel-file: aangepast aan het nieuwe modelgrid
- drn-file : werd aangepast aan het nieuwe modelgrid; drains van laag 1 t.e.m. laag van drainpeil, behalve in cellen met rivers

13/04/2007: **BLKS_v19**

- toevoeging van drains in modellaag 2 waar Boom aquitard voorkomt
- aanpassing relaxation parameter van de PCG solver = 0,97
- manuele toevoeging van drains op een aantal plaatsen

26/04/2007: **BLKS_v20**

- VMW-winningen verdeeld over winningsputten
- aanpassing Kh-waarden
- grote winningen in het zuidoosten verdeeld over verschillende cellen
- toevoeging van drains in aquitards in modellaag 2, maar niet onder winningen