

บทที่ 5

การแปลผลการศึกษา

ในขั้นตอนนี้ ผลการศึกษาที่กล่าวในบทที่ 4 ถูกนำมาพิจารณาเพื่อจำแนกว่า ในบริเวณที่ทำการศึกษานั้นน้ำผิวดินเป็นน้ำที่ถูกจำแนกอยู่ในชนิดใดเมื่อพิจารณาตามปริมาณแคตไอออนรวม อีกทั้งพิจารณาถึงอิทธิพลของสภาพการสุ้งและสภาพทางธรณีที่มีผลต่อน้ำผิวดินด้วย

ในการศึกษาครั้งนี้ ปริมาณแคตไอออนรวมของแม่น้ำและลำคลองสาขาส่วนน้ำบางปะกง ทั้ง 24 สถานี ช่วงปลายฤดูฝน ปริมาณแคตไอออนรวมมีค่าอยู่ระหว่าง 564 ถึง 4,589 $\mu\text{eq/L}$ ในขณะที่ช่วงปลายฤดูแล้งมีค่าอยู่ระหว่าง 826 ถึง 6,410 $\mu\text{eq/L}$ ซึ่งน่าจะแสดงให้เห็นถึงอิทธิพลของการเจือจาง (dilution effect) จากน้ำฝน ที่เป็นเช่นนี้เพราะสิ่งต่างๆ ที่เป็นผลมาจากกระบวนการสุ้งในช่วงฤดูฝนมีโอกาที่จะถูกชะลงแหล่งน้ำได้เป็นส่วนใหญ่มากกว่าฤดูแล้ง แต่ปริมาณน้ำฝนที่มากขึ้นก็จะทำให้เกิดการเจือจางมากขึ้นไปด้วยเช่นกัน ทำให้ปริมาณแคตไอออนรวมถูกเจือจางด้วยปริมาณน้ำผิวดินที่เพิ่มขึ้น

ดังที่ได้กล่าวไว้ในบทที่ 1 แล้วว่า Stallard และ Edmond (1983) หลังจากศึกษาอิทธิพลของสภาพการสุ้งและสภาพทางธรณีวิทยาที่มีผลต่อปริมาณของธาตุปริมาณมากในรูปสารละลายบริเวณลุ่มน้ำอะเมซอน ในทวีปอเมริกาใต้ เสนอแนวความคิดในการจำแนกลุ่มน้ำผิวดินโดยใช้ปริมาณแคตไอออนรวม (total cation charge หรือ TZ^+ ซึ่งหมายถึง ปริมาณแคตไอออนรวมเป็นตัวแทนของความเข้มข้นของแคตไอออนปริมาณมาก 4 ชนิด คือ โซเดียมไอออน, โพแทสเซียมไอออน, แมกนีเซียมไอออน และแคลเซียมไอออน) ออกเป็น 4 กลุ่ม คือ

- (1) แม่น้ำที่มีความเข้มข้นของแคตไอออนอยู่ในช่วง $0 < \text{TZ}^+ < 200 \mu\text{eq/L}$
 - (2) แม่น้ำที่มีความเข้มข้นของแคตไอออนรวมอยู่ในช่วง $200 < \text{TZ}^+ < 450 \mu\text{eq/L}$
 - (3) แม่น้ำที่มีความเข้มข้นของแคตไอออนอยู่ในช่วง $450 < \text{TZ}^+ < 3,000 \mu\text{eq/L}$
- และ (4) แม่น้ำที่มีความเข้มข้นของแคตไอออนอยู่ในช่วง $\text{TZ}^+ > 3,000 \mu\text{eq/L}$

เมื่อนำแนวคิดของ Stallard และ Edmond (1983) ที่ได้กล่าวไว้แล้วข้างต้น มาจำแนกชนิดของน้ำผิวดินทั้งสองช่วง พบว่า น้ำผิวดินในบริเวณลุ่มน้ำบางปะกงมีปริมาณแคตไอออนรวมอยู่ในกลุ่ม 3 และ 4 โดยที่กล่าวว่าน้ำผิวดินทั้งสองกลุ่มมีความสัมพันธ์กับลักษณะทางธรณีวิทยาแตกต่างกันมาพิจารณา คือ แม่น้ำที่มีความเข้มข้นของแคตไอออนรวมของน้ำอยู่ในช่วง

$450 < TZ^+ < 3,000 \mu\text{eq/L}$ (กลุ่ม 3) น่าจะไหลผ่านบริเวณที่รองรับด้วยหินที่มาจากตะกอนทะเล หรือ ชั้นตะกอนสีแดง โดยที่ปริมาณแคลโคออนเหล่านี้ น่าจะมาจากหินในกลุ่มคาร์บอนेट, หินดินดานที่ขาดออกซิเจน และบางส่วนอาจมาจากหินเกลือระเหย น้ำในแม่น้ำกลุ่มนี้จะมี ความเข้มข้นสัมพัทธ์ของแคลเซียมไอออน, แมกนีเซียมไอออน, และอัลคาไลน์สูง และสำหรับ แม่น้ำที่ไหลผ่านหินดินดานที่จึงถูกรีดิวซ์มักมีปริมาณซัลเฟตสูงด้วย

เพื่อยืนยันว่าสภาพทางธรณีในลุ่มน้ำบางปะกงมีลักษณะดังกล่าวข้างต้นหรือไม่ จึงได้นำแผนที่ทางธรณีวิทยา (รูป 10) และผลจากภาคสนามเบื้องต้นในบริเวณลุ่มน้ำบางปะกง เข้ามาช่วยพิจารณา และพบว่า ทางเหนือของกลุ่มน้ำบางปะกงประกอบด้วยหินทรายชั้นหนา เนื้อแร่ควอร์ตซ์ มีหินชิสตีแดงแกมม่วงส่วนมากมีปูนและไมกาปน และหินดินเหนียวสีเทา แดบขาว ซึ่งหินพวกนี้ในแง่ธรณีเคมีจัดเป็นชั้นตะกอนสีแดง นอกจากนี้ยังพบว่ามี การกระจาย ของหินภูเขาไฟแยกประเภทไม่ได้ ส่วนทางใต้ประกอบด้วยหินแกรนิต, หินตะกอนทะเล, หินชิส, และ หินไนส์, ตลอดจนหินตะกอนแปรที่มีกำเนิดมาจากทะเล ส่วนพื้นที่ราบลุ่มและที่ราบส่วนใหญ่ ประกอบด้วยตะกอนน้ำพา ที่ประกอบด้วยกรวด, ทราย, และดินที่น้ำพัดพามาสะสมกัน ในที่ราบน้ำท่วมถึงและหนองน้ำทั่วไป และตะกอนลานตะพักซึ่งประกอบด้วย สีลาแดง, กรวด, ทรายแป้ง, และดินเหนียว เมื่อพิจารณาแล้ว ดินตะกอนยุคใหม่ดังกล่าว น่าจะมาจากอิทธิพล ของการผุพังทางเคมีของหินที่ถูกล้างมาแล้วข้างต้น ซึ่งตรงกับทาง Stallard และ Edmond (1983) ได้เสนอไว้สำหรับสภาพทางธรณีวิทยาของแม่น้ำที่ปริมาณแคลโคออนรวมมีค่าอยู่ระหว่าง $450 < TZ^+ < 3,000 \mu\text{eq/L}$ ไหลผ่าน

ส่วนแม่น้ำที่มีความเข้มข้นของแคลโคออนมากกว่า $3,000 \mu\text{eq/L}$ (กลุ่ม 4) Stallard และ Edmond (1983) เสนอว่าน่าจะไหลผ่านบริเวณที่เป็นแหล่งของหินเกลือระเหย ซึ่งผลที่ได้ทำให้ มีปริมาณแคลโคออนสูง โดยมีปริมาณ โซเดียมไอออนและคลอไรด์ไอออนสูง

แต่เมื่อนำแผนที่ธรณีวิทยา (รูป 10) และผลการสำรวจภาคสนามมาพิจารณาไม่ปรากฏว่า บริเวณลุ่มน้ำบางปะกงมีหินเกลือระเหยดังกล่าวตามที่เสนอไว้ ที่เป็นเช่นนี้อาจเนื่องมาจาก การปนเปื้อนเนื่องจากการถูกล้างของน้ำทะเล ทำให้มีปริมาณแคลโคออนรวมที่พบในน้ำผิวดิน มีปริมาณสูงขึ้น หรือบริเวณด้านล่างของชั้นตะกอนน้ำพา และตะกอนลานตะพักน้ำ ประกอบด้วย ตะกอนทะเลที่ยังไม่แข็งตัว และเมื่อน้ำไหลผ่านบริเวณดังกล่าว ทำให้มีการชะเออองค์ประกอบ ทางเคมีจากชั้นตะกอนเหล่านี้ ลงสู่แหล่งน้ำ แต่แนวคิดทั้งสองนี้ยังไม่มีการยืนยัน เพื่ออธิบาย อิทธิพลจากปัจจัยเหล่านี้จึงควรจะมีการศึกษาเพิ่มเติมต่อไป

จากที่กล่าวมานี้ เห็นได้ว่าแนวความคิดของ Stallard และ Edmond (1983) เกี่ยวกับการใช้ปริมาณแคลโคออนรวมจำแนกลุ่มน้ำผิวดินเพื่ออธิบายถึงสภาพทางธรณีวิทยาในพื้นที่

ลุ่มน้ำ ถึงแม้ต้องทำการศึกษาเพิ่มเติม ก็น่าจะนำมาใช้กับลุ่มน้ำบางปะกงได้ ในกรณีที่ผล การศึกษาครั้งนี้ไม่ตรงตามแนวความคิดเดิมทั้งหมด อาจเป็นได้ว่า ในขณะที่ Stallard และ Edmond (1983) ทำการศึกษานั้น พื้นที่ลุ่มน้ำอะเมซอน ซึ่งเป็นลุ่มน้ำใหญ่ที่สุดในโลกยังมีสภาพ เป็นป่าดงดิบ และข้อมูลทางธรณีวิทยาบางส่วนอาจได้มาจากการประเมินข้อมูลบริเวณรอบนอกที่ สามารถเข้าถึงได้ ขณะที่การศึกษาครั้งนี้มีข้อมูลทางธรณีวิทยามากพอสมควรและสามารถเข้าไป ตรวจสอบสภาพจริงในพื้นที่ได้ง่าย ดังนั้นอิทธิพลทางธรณีวิทยาตามที่ Stallard และ Edmond (1983) ได้อธิบายไว้โดยอาศัยน้ำผิวดินทั้งสองกลุ่ม จึงอาจบอกถึงสภาพทางธรณีวิทยาของลุ่มน้ำ บางปะกงไม่ได้แม่นยำทั้งหมด

นอกจากนี้ การที่อิทธิพลขององค์ประกอบของหินต้นกำเนิดเป็นปัจจัยหลักชนิดหนึ่ง ที่ควบคุมความเข้มข้นของธาตุปริมาณมากที่ละลายอยู่ในน้ำ ความแปรผันของธาตุปริมาณมาก ในหินชนิดเดียวกันก็อาจทำให้การแปลผลขาดความแม่นยำได้เช่นกัน ซึ่งเมื่อพิจารณาตัวอย่าง น้ำผิวดินที่เก็บจาก 24 แห่งนั้นไหลผ่านตะกอนและกลุ่มหินประมาณ 10 ชนิด (ดูรูป 10) (ได้แก่ Qa , Qt , C_{gr} , Tr_{gr} , PTr_{kw} , SD , J_{pw} , J_{pk} , PE_{sch} , และ PE_{gn}) และสามารถแบ่งเป็น 5 กลุ่ม คือ ตะกอนที่ยังไม่แข็งตัว (Qa และ Qt), หินแกรนิต (C_{gr} และ Tr_{gr}), หินภูเขาไฟ (PTr_{kw}), หินทราย หรือดินดาน (SD , J_{pw} , และ J_{pk}), และ หินแปรจำพวกไนส์และชีส (PE_{sch} และ PE_{gn})

ตาม Geochemical Reference Material Composition (Potts, และคณะ, 1992) และ AGI Data Sheet (Dutro, 1983) พบว่า หินชนิดเดียวกันก็มีองค์ประกอบทางเคมีที่แตกต่างกัน เมื่อพบในบริเวณต่างกัน (ตาราง 13) เช่น หินแกรนิต MA-N มีปริมาณสัมพัทธ์ของออกไซด์ของ ธาตุต่างกับหินแกรนิต GN โดยที่หินแกรนิต MA-N มีปริมาณสัมพัทธ์ของธาตุดังนี้ $Na_2O > K_2O > MgO > CO_2 > CaO$ แต่ในขณะที่หินแกรนิต GN มีปริมาณสัมพัทธ์ของธาตุดังนี้ $K_2O > Na_2O > MgO > CaO > CO_2$ หรือ ในกลุ่มหินภูเขาไฟ เช่น JA-2, GSR-2, DVB, และ RGM-1 เป็นต้น พบว่า มีปริมาณสัมพัทธ์ของออกไซด์ของธาตุแตกต่างกัน โดยพบว่าหินภูเขาไฟ JA-2 มีปริมาณ สัมพัทธ์ของ $CaO > MgO > Na_2O > K_2O > CO_2$ แต่ในหินภูเขาไฟ RGM-1 มีปริมาณสัมพัทธ์ ของธาตุ $K_2O > Na_2O > MgO > CaO > CO_2$ เป็นต้น แสดงให้เห็นว่า หินชนิดเดียวกันที่พบ ในบริเวณแตกต่างกันก็ไม่จำเป็นต้องมีองค์ประกอบทางเคมีเหมือนกันเสมอไป ซึ่งสอดคล้องกับ การศึกษาของ Satapanajaru (1996) ที่พบว่า ค่าเฉลี่ยขององค์ประกอบทางเคมีของหินที่พบใน ประเทศไทยมีความแตกต่างไปจากค่าเฉลี่ยขององค์ประกอบทางเคมีของหินทั่วทั้งโลก จากความแปรปรวนขององค์ประกอบทางเคมีที่พบในหินนี้ ทำให้สามารถอธิบายได้ว่า น้ำผิวดิน บางตัวอย่างที่มีปริมาณแคดไอออนรวมมากกว่า $3,000 \mu\text{eq/L}$ อาจเป็นผลเนื่องจากการแปรปรวน ของไอออนดังกล่าวได้

ตาราง 13 องค์ประกอบออกไซด์ของธาตุหลักบางตัวในหินชนิดต่างๆ บนผิวโลก
(Potts, และคณะ, 1992 และ Dutro, 1983)

ชนิดของหิน	ชื่อหิน	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂
<u>VOLCANIC</u>						
andesite	JA-1	1.61	5.68	3.86	0.78	0.11
andesite	JA-2	7.68	6.48	3.08	1.80	0.05
andesite	JA-3	3.65	6.28	3.17	1.41	0.02
andesite	GSR-2	1.72	5.20	3.86	1.89	3.46
andesite	AGV-1	1.53	4.94	4.25	2.90	0.00
andesite(biopyroxene basaltic)	DVB	4.05	6.55	3.68	2.10	0.10
rhyolite	JR-1	0.09	0.63	4.10	4.41	0.03
rhyolite	JR-2	0.05	0.45	4.03	4.45	0.03
rhyolite	RGM-1	0.28	1.15	4.07	4.30	0.01
rhyolite(biotitic trachy-)	DVT	0.04	0.45	3.83	4.68	0.01
Avg. rhyolite	rhyolite	0.39	1.14	3.55	4.30	0.08
Avg. andesite	andesite	3.33	6.79	3.48	1.62	0.05
<u>SCHEIST</u>						
scheist(grey)	SBO-1	1.64	1.88	0.68	3.53	2.43
scheist(mica)	SDC-1	1.69	1.40	2.05	3.28	0.10
sillimanite scheist	SARM 44	0.10	0.14	0.05	0.18	0.09
grey scheist	SBO-1	1.64	0.68	3.53	0.17	2.43

ตาราง 18 (ต่อ)

ชนิดของหิน	ชื่อหิน	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂
GRANITE						
granite	GS-N	2.30	2.50	3.77	4.63	0.18
granite	GA	0.95	2.45	3.55	4.03	0.11
granite	GH	0.03	0.69	3.85	4.76	0.30
granite	MA-N	0.04	0.59	5.84	3.18	0.13
granite	JG-2	0.04	0.80	3.55	4.72	0.01
granite	G-B	1.38	4.17	3.65	2.90	0.00
granite	GSR-1	0.42	1.55	3.13	5.01	0.15
granite	SARM 1	0.06	0.78	3.36	4.99	0.10
granite	G-1	0.39	1.38	3.33	5.48	0.07
granite	G-2	0.76	1.97	4.07	4.49	0.08
granite	GM	0.37	1.07	3.78	4.76	0.28
granite(micro-)	AC-E	0.03	0.34	6.54	4.49	0.01
granite(albitized)	SG-1A	0.05	0.14	5.46	4.14	0.01
granite(fluorspar)	SARM 48	0.18	8.90	3.22	4.26	0.16
granite(greisenized)	DVG	0.07	0.76	3.81	3.32	0.05
Avg. granite	granite	0.05	0.71	1.84	3.68	0.05
SANDSTONE						
sandstone	GSR-4	0.08	0.30	0.06	0.65	0.04
Avg. sandstone	sandstone	1.90	4.30	0.58	2.10	3.90

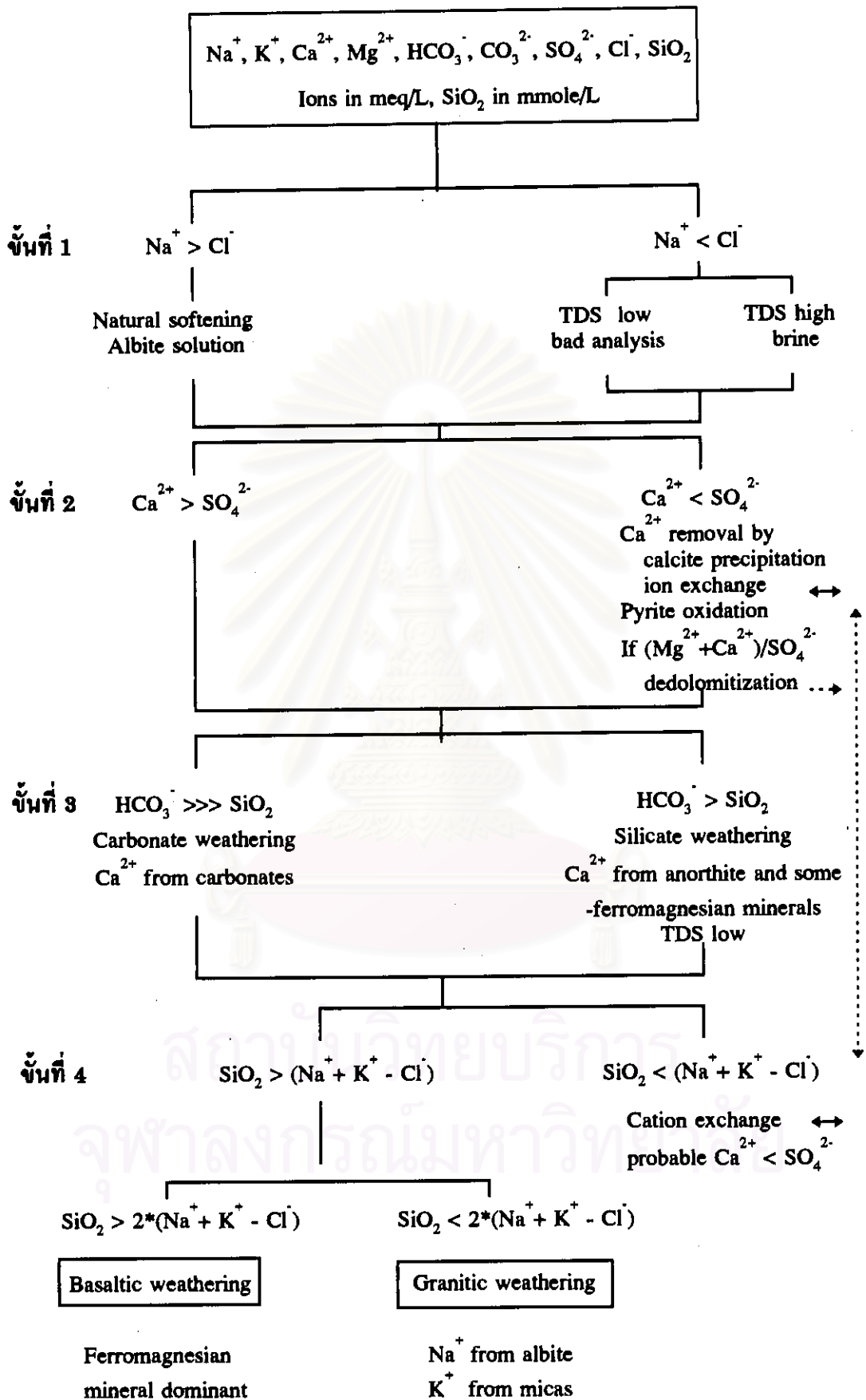
หมายเหตุ * มาจาก Dutro (1983)

จากความแปรผันของปริมาณสัมพัทธ์ขององค์ประกอบทางเคมีในหินชนิดเดียวกันข้างต้น เมื่อนำมาพิจารณาควบคู่ไปกับองค์ประกอบที่พบในตัวอย่างน้ำผิวดินที่พบในพื้นที่ลุ่มน้ำบางปะกง พบว่า ปริมาณสัมพัทธ์ของไอออน (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , และ HCO_3^-) ในตัวอย่างน้ำผิวดิน แตกต่างไปจากปริมาณสัมพัทธ์ของออกไซด์ของธาตุที่พบในหินอยู่บ้าง โดยปริมาณสัมพัทธ์ของ ธาตุโปแตสเซียมที่พบค่อนข้างสูง แต่ในขณะที่ ในตัวอย่างน้ำผิวดินมีปริมาณสัมพัทธ์ของ โปแตสเซียมไอออนค่อนข้างต่ำ ทั้งนี้อาจเป็นผลเนื่องมาจากพืชสามารถดึงเอาโปแตสเซียมไอออน ในรูปสารละลายไปใช้ได้ หรือด้วยการแลกเปลี่ยนไอออนโดยโปแตสเซียมไอออนเข้าไปแทรกอยู่ใน โครงสร้างของแร่ดินเหนียว (Hounslow, 1995)

เมื่อพิจารณาปริมาณสัมพัทธ์ของออกไซด์ของคาร์บอนในหินส่วนใหญ่มีค่าต่ำ ซึ่งตรงข้าม กับปริมาณสัมพัทธ์ของไบคาร์บอเนตไอออนในตัวอย่างน้ำผิวดินที่มีค่าสูง เมื่อเทียบกับไอออน ชนิดอื่น ดังนั้น เมื่อพิจารณาระบบคาร์บอเนตในน้ำผิวดินจึงพบว่าไบคาร์บอเนตไอออนส่วนใหญ่ มาจากการละลายของก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากบรรยากาศมากกว่าที่ได้จากการผุพังของหิน

เพื่อช่วยยืนยันแนวความคิดของ Stallard และ Edmond (1983) ว่าสามารถบอกถึงอิทธิพล ของสภาพทางธรณีวิทยาและสภาพการผุพังภายในลุ่มน้ำจากปริมาณแคตไอออนรวมในตัวอย่าง น้ำผิวดินได้ จึงนำเอาแนวความคิดในการแปลผลคุณภาพน้ำตามเทคนิคสมดุลโดยมวล ของ Hounslow (1995) มาช่วยอธิบาย ซึ่งมีขั้นตอนในการพิจารณาคังรูป 39 และการตีความได้ใช้ แนวคิดดังแสดงในตาราง 14

เทคนิคการคิดสมดุลโดยมวลเริ่มโดยพิจารณาจากไอออนต่างๆ ที่ละลายอยู่ในน้ำผิวดิน ซึ่งประกอบด้วยไฮเดียมไอออน, โปแตสเซียมไอออน, แคลเซียมไอออน, แมกนีเซียมไอออน, กลอไรด์ไอออน, ไบคาร์บอเนตไอออน, และซัลเฟตไอออน ในหน่วย meq/L ยกเว้น ซิลิเกต ไอออนจะพิจารณาในหน่วย mmole/L (โดยในที่นี้จะใช้สัญลักษณ์แทนว่า SiO_2 เพราะคิดปริมาณ อยู่ในรูปโมลของ SiO_2) โดยเริ่มในขั้นที่ 1 ด้วยการพิจารณาความสัมพันธ์ระหว่างไฮเดียม ไอออนกับกลอไรด์ไอออน (รูป 40) โดยมีสมมติฐานว่าไอออนทั้งสองชนิดน่าจะมาจากการละลาย ของแร่เกลือหิน (เฮไลต์) ดังนั้นสัดส่วนระหว่างไอออนทั้งสองควรจะเท่ากัน แต่กลับพบว่า ในน้ำผิวดินจากลุ่มน้ำบางปะกง ปริมาณไฮเดียมไอออนสูงกว่ากลอไรด์ไอออนและความสัมพันธ์ ระหว่างไอออนทั้งสองแปรปรวนในช่วงปลายฤดูแล้งมากกว่าช่วงปลายฤดูฝน



รูป ๘๐ แผนภูมิการแปลผลคุณภาพน้ำตามเทคนิคสมดุลโดยมวล (จาก Hounslow, 1995)

ตาราง 14 หลักการที่ใช้เพื่ออนุมานชนิดของหินต้นกำเนิด (จาก Hounslow, 1995)

พารามิเตอร์	ค่า	สรุปผล
SiO_2 (mmole/L)	> 0.5	มาจากแก้วภูเขาไฟ หรือน้ำยาความร้อน (Volcanic glass or hydrothermal water possible)
$\frac{\text{HCO}_3^-}{\text{SiO}_2}$	> 10	การผุพังของหินกลุ่มคาร์บอเนต (Carbonate weathering)
	> 5 และ < 10	ไม่สามารถบอกได้ (Ambiguous)
	< 5	การผุพังของหินกลุ่มซิลิเกต (Silicate weathering)
$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-}$	> 1	การแลกเปลี่ยนแคตไอออน (Cation exchange)
	> 1 และ < 2	การผุพังของอัลไบต์ (Albite weathering)
	> 2	กลุ่มแร่เฟอร์โรแมกนีเซียม (Ferromagnesian minerals)
$\frac{\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-}{\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^- + \text{Ca}^{2+}}$	> 0.2 และ < 0.8	อาจมาจากการผุพังของแร่แพลจิโอเคลส (Plagioclase weathering possible)
	< 0.2 หรือ > 0.8	ไม่น่าจะมาจากการผุพังของแร่แพลจิโอเคลส (Plagioclase weathering unlikely)
$\frac{\text{Na}^+}{\text{Na}^+ + \text{Cl}^-}$	> 0.5	แหล่งโซเดียมน่าจะมาจากแหล่งอื่นที่ไม่ใช่เฮไลต์ เช่น อัลไบต์ หรือจากการแลกเปลี่ยนไอออนในน้ำ (Sodium source other than halite-albite, ion exchange)
	= 0	
	< 0.5 TDS > 500	การละลายของแร่เฮไลต์ (Halite solution) กระบวนการย้อนกลับของการกำจัดความกระด้าง (reverse softening, seawater)
	< 0.5 TDS < 500	ความผิดพลาดจากการวิเคราะห์ (Analysis error)
	< 0.5 TDS < 50	ได้รับจากน้ำฝน (rainwater)

ตาราง 14 (ต่อ)

พารามิเตอร์	ค่า	สรุปผล
	$\frac{\text{HCO}_3^-}{\text{SiO}_2} > 10$	การผุพังของกลุ่มหินคาร์บอเนต (Carbonate weathering)
$\frac{\text{Mg}^{2+}}{\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}}$	=0.5	การผุพังของแร่โดโลไมต์ (dolomite weathering)
	<0.5	การผุพังของแร่ไลม์สโตน-โดโลไมต์ (Limestone-dolomite weathering)
	>0.5	การละลายของแร่โดโลไมต์, การตกผลึกของ แร่คัลไซต์ หรือ น้ำทะเล (Dolomite dissolution, calcite precipitation, or seawater)
	$\frac{\text{HCO}_3^-}{\text{SiO}_2} < 5$	การผุพังของกลุ่มหินซิลิเกต (Silicate weathering)
	>0.5	แร่เฟอร์โรแมกนีเซียน (Ferromagnesian minerals)
	<0.5	การผุพังของหินแกรนิต (Granitic weathering)
$\frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}}$	= 0.5	การละลายของแร่ยิปซัม (Gypsum dissolution)
	< 0.5 pH < 5.5	การออกซิไดซ์แร่ไพไรต์ (Pyrite oxidation)
	< 0.5 neutral	แคลเซียมไอออนถูกดึงออกจากน้ำ หรือคัลไซต์ ตกตะกอน (Calcium removal-ion exchange or calcite precipitation)
	> 0.5	แคลเซียมไม่นำมาจากยิปซัม แต่นำมาจากกลุ่ม หินคาร์บอเนต หรือหินซิลิเกต (Calcium source other than gypsum-carbonate or silicate)
$\frac{\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}}{\text{SO}_4^{2-}}$	>0.8 และ <1.2	กระบวนการที่แร่โดโลไมต์เปลี่ยนกลับเป็น แร่คัลไซต์ ซึ่งแมกนีเซียมไอออนจะถูกขับออก จากโครงสร้างผลึก (Dedolomitization)

ตาราง 14 (ต่อ)

พารามิเตอร์	ค่า	สรุปผล
TDS	>500	การผุพังของหินคาร์บอเนต, น้ำเค็ม หรือน้ำทะเล (Carbonate weathering or brine or seawater)
	<500	การผุพังของหินซิลิเกต (silicate weathering)
$\frac{Cl^-}{sum\ anions}$	>0.8 TDS >500	น้ำทะเล หรือน้ำเค็ม หรือหินเกลือระเหย (seawater or brine, or evaporites)
	>0.8 TDS <100	น้ำฝน (Rainwater)
	<0.8	การผุพังของหิน (Rock weathering)
$\frac{HCO_3^-}{sum\ anions}$	>0.8	การผุพังของกลุ่มหินซิลิเกต กลุ่มหินคาร์บอเนต (Silicate or carbonate weathering)
	<0.8 sulfate high	การละลายของแร่ยิปซัม (Gypsum dissolution)
	>0.8 sulfate low	น้ำทะเล หรือน้ำเค็ม (Seawater or brine)
Langieliet index	Positive	อิ่มตัวเกิน ไปเมื่อเทียบกับคัลไซต์ (Oversaturated with respect to calcite)
	0	อิ่มตัวเมื่อเทียบกับคัลไซต์ (Saturated with respect to calcite)
	Negative	ไม่อิ่มตัวเมื่อเทียบกับคัลไซต์ (Undersaturated with respect to calcite)
Conclusion	Aquifer mineralogy	
Conclusion	Reaction	

ในเมื่อพบว่าปริมาณโซเดียมไอออนมากกว่าคลอไรด์ไอออน จึงได้พิจารณาความสัมพันธ์ระหว่าง $Na^+/(Na^++Cl^-)$ (รูป 41 และตาราง 14) ต่อไป เพื่อหาข้อสรุปว่าโซเดียมไอออนที่พบน่าจะมาจากแหล่งใด จากความสัมพันธ์ดังกล่าวพบว่า โซเดียมไอออนที่พบน่าจะมาจากแหล่งอื่นที่ไม่ใช่จากการละลายของแร่เฮไลต์ เช่น แร่เฟลตสปาร์ในตระกูลอัลไบต์ หรืออาจมาจากกระบวนการแลกเปลี่ยนไอออนในน้ำ (ion exchange)

นอกจากนี้ ยังมีการพิจารณาเพื่อหาที่มาว่า คลอไรด์ไอออนในน้ำผิวดินมีกำเนิดมาจากแหล่งใด เทคนิคการคิดสมดุลโดยมวลใช้การพิจารณาจากความสัมพันธ์ระหว่าง $Cl^-/sum\ anion$ (sum anion หรือ ผลรวมของแอนไอออนซึ่งประกอบด้วย คลอไรด์ไอออน, ไบคาร์บอเนตไอออน, และซัลเฟตไอออน) ด้วย ผลการศึกษาครั้งนี้แสดงให้เห็นความสัมพันธ์ดังรูป 42 ซึ่งบ่งชี้ให้เห็นว่าคลอไรด์ไอออนในลุ่มน้ำบางปะกงน่าจะมาจากการผุพังของหิน มากกว่าที่จะได้รับจากน้ำทะเลหรือการชะล้างโดยน้ำฝนหรือเป็นแหล่งที่มีการสะสมของหินเกลือระเหย

เพื่อยืนยันว่า คลอไรด์ไอออนในน้ำผิวดินของลุ่มน้ำบางปะกงน่าจะมาจากการผุพังของหิน จึงได้ย้อนกลับไปพิจารณาแผนที่ธรณีวิทยา (รูป 10) ซึ่งก็พบว่าไม่มีแร่เกลือหรือชั้นเกลือหิน (rock salt) ที่ประกอบด้วยแร่เกลือหินหรือเฮไลต์ในแถบลุ่มน้ำบางปะกงเลย จึงทำให้แน่ใจได้ว่าข้อสรุปตามคำกล่าวข้างต้นควรจะเป็นจริง

อย่างไรก็ตาม ในการใช้เทคนิคสมดุลโดยมวลนั้น สิ่งที่น่าสนใจมาพิจารณา คือ ผลรวมของแอนไอออน ซึ่งแตกต่างไปจากปริมาณแคตไอออนรวม เพื่อหาความสัมพันธ์ระหว่างแนวคิดทั้งสองจึงได้นำปริมาณแคตไอออนรวมมาพิจารณาร่วมกับผลรวมของแอนไอออน (รูป 43) การนำไอออนทั้งสองชนิดมารวมพิจารณาในครั้งนี้พบว่าปริมาณทั้งสองมีความสัมพันธ์เป็นเส้นตรงและสมดุลกัน

จากความสัมพันธ์ดังกล่าวทำให้เกิดแนวความคิดว่า น่าจะนำปริมาณแคตไอออนรวมเข้าไปแทนที่ผลรวมของแอนไอออนในการพิจารณาหาที่มาของคลอไรด์ไอออนในน้ำผิวดินด้วยเทคนิคสมดุลโดยมวลได้ ดังนั้น จึงได้ทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างคลอไรด์ไอออนกับปริมาณแคตไอออนรวมดังแสดงในรูป 44

ความสัมพันธ์ในรูป 44 นอกจากจะบ่งชี้ว่า คลอไรด์ไอออนในน้ำผิวดินของลุ่มน้ำบางปะกงมาจากการผุพังของหินเช่นเดียวกับที่ได้สรุปไว้ในตอนต้นแล้วนั้น เมื่อพิจารณาค่าปริมาณแคตไอออนรวมของทุกตัวอย่างพบว่า ข้อมูลแสดงค่ามัธยฐาน (mode) อยู่ในช่วงของ $450 < TZ^+ < 3,000\ \mu eq/L$ (โดยเฉพาะอย่างยิ่งข้อมูลในช่วงปลายฤดูฝนซึ่งเป็นช่วงที่ผลจากการผุพังของหินลงมาในแหล่งน้ำมากที่สุด) ค่ามัธยฐานในช่วงเช่นนี้ เมื่อนำความคิดของ Stallard

และ Edmond (1983) เข้ามาพิจารณาทำให้สามารถยืนยันได้อีกขั้นหนึ่งว่า กลอไรด์ไอออนและ ไอออนชนิดอื่นเป็นผลมาจากการหลุดของหินโดยเฉพาะอย่างยิ่งตะกอนทะเลและชั้นตะกอนสีแดง ซึ่งพบกระจายอยู่ในลุ่มน้ำบางปะกง (รูป 10 ประกอบ)

เมื่อจบขั้นที่ 1 สามารถอนุมานได้ว่า ไอออนที่พบในน้ำผิวดินของลุ่มน้ำบางปะกงเป็นผล มาจากการหลุดของหิน

ในขั้นที่ 2 เทคนิคสมดุลโดยมวลจะเป็นการพิจารณาโดยใช้แคลเซียมไอออนและ ซัลเฟตไอออนเพื่อช่วยยืนยันอีกขั้นหนึ่งว่า ไอออนของน้ำผิวดินในลุ่มน้ำบางปะกงมาจากการหลุด ของหินหรือไม่ โดยมีสมมติฐานว่า ถ้าปริมาณแคลเซียมไอออนต่อซัลเฟตไอออนมีค่าใกล้เคียง 1 ไอออนทั้งสองน่าจะมาจากการหลุดของแรยิปซัม (gypsum) แต่จากความสัมพันธ์ระหว่างไอออน ทั้งสองดังรูป 45 แสดงให้เห็นว่า ปริมาณของแคลเซียมไอออนต่ำกว่าซัลเฟตไอออนและแสดงให้เห็นถึงความแปรปรวนมาก ความสัมพันธ์ในลักษณะเช่นนี้ทำให้สรุปได้เพียงว่า แคลเซียมไอออน และซัลเฟตไอออนที่พบในน้ำผิวดินของลุ่มน้ำบางปะกงไม่น่าจะมาจากการละลายของแรยิปซัม

เพื่อแยกแยะให้ชัดเจนลงไปอีกว่า ไอออนทั้งสองนี้น่าจะมาจากแหล่งใด จึงได้นำเอา ความสัมพันธ์ระหว่าง $Ca^{2+}/(Ca^{2+} + SO_4^{2-})$ (รูป 46 และตาราง 14) เข้ามาช่วยพิจารณา และจาก ความสัมพันธ์ในรูป 46 แสดงให้เห็นว่า ค่าของข้อมูลส่วนใหญ่อยู่เหนือเส้น $Y = 0.5X$ ซึ่งบอกว่า แคลเซียมไอออนที่พบไม่น่าจะมาจากการละลายของแรยิปซัม อันเป็นการยืนยันข้อสรุปข้างต้น ให้แน่ชัดมากกว่าเดิม อย่างไรก็ตาม ผลการสรุปในข้อนี้ถูกนำไปยืนยันกับสภาพทางธรณีวิทยา ของลุ่มน้ำบางปะกงอีกครั้ง โดยทั่วไปแล้วแรยิปซัมส่วนใหญ่จะพบในบริเวณที่เป็นตะกอนทะเล หรือในบริเวณที่เคยเป็นทะเลมาก่อน และแรยิปซัมจะตกผลึกสะสมอยู่กับกลุ่มแร่เกลือระเหย แต่ในสภาพพื้นที่จริง (รูป 10) ไม่พบว่ามีแหล่งสะสมของแรยิปซัมในลุ่มน้ำบางปะกงเลย การยืนยันขั้นสุดท้ายนั้นนอกจากจะทำให้มั่นใจในข้อสรุปข้างต้นนี้ได้แล้ว ยังช่วยบ่งชี้อีกว่า แคลเซียมไอออนที่พบน่าจะมาจากการหลุดของหินในกลุ่มคาร์บอเนตหรือกลุ่มซิลิเกต (รูป 46 และ ตาราง 14)

การพิจารณาด้วยเทคนิคสมดุลโดยมวลขั้นที่ 2 นี้ทำให้อนุมานได้ว่า แคลเซียมไอออนและ ซัลเฟตไอออนไม่ได้มาจากการละลายของแรยิปซัม แต่น่าจะมาจากการหลุดของหิน ในกลุ่มคาร์บอเนตหรือกลุ่มซิลิเกต

ในการพิจารณาต่อมา (ขั้นที่ 3) ว่า การหลุดของหินชนิดใดที่มีอิทธิพลต่อไอออนใน น้ำผิวดินของลุ่มน้ำบางปะกงมากที่สุดจะอาศัยความสัมพันธ์ระหว่างไบคาร์บอเนตไอออนและ ซิลิเกตไอออน (รูป 47) โดยมีสมมติฐานว่า หินในกลุ่มคาร์บอเนตไม่มีซิลิเกตเป็นองค์ประกอบ

ดังนั้น เมื่อหินกลุ่มนี้เกิดการผุพังจึงไม่ควรที่จะมีซิลิกาเกิดไอออนละลายออกมาสู่แหล่งน้ำ แต่ในขณะที่หินกลุ่มซิลิกาเกิด เช่น แร่เฟลสปาร์จำพวกอัลไบต์ หรือ แพลจิโอเคลส เมื่อเกิดการผุพัง จะให้ซิลิกาเกิดไอออนลงสู่แหล่งน้ำด้วย ด้วยเหตุนี้จึงสามารถใช้สัดส่วนระหว่างไบคาร์บอเนต ไอออนและซิลิกาเกิดไอออนในตัวอย่างน้ำที่พบในลุ่มน้ำบางปะกงอธิบายอิทธิพลที่เกิดขึ้นจาก หินทั้งสองกลุ่มได้

จากความสัมพันธ์ของไอออนทั้งสองตามรูป 47 พบว่า ข้อมูลมีความแปรปรวนสูง กล่าวคือ ความสัมพันธ์ไม่แสดงรูปแบบที่เด่นชัดและไม่สามารถตัดสินใจอย่างชัดเจนว่าแหล่งที่มาของไอออนคือหินชนิดใด แต่เมื่อพิจารณาแยกข้อมูลเป็น 2 ช่วงเวลา คือ

ข้อมูลในช่วงปลายฤดูฝนแสดงรูปแบบที่เด่นชัด และบ่งถึงแนวโน้มว่าไอออนในน้ำผิวดิน น่าจะเป็นผลมาจากการผุพังของหินซิลิกาเกิด ถึงแม้ว่าจะมีบางส่วนกระจายอยู่ในขอบเขตที่ตัดสินใจไม่ได้ (ambiguous) ก็ตาม ในการช่วยสนับสนุนผลการอนุมานครั้งนี้ได้นำข้อมูลค่า TDS ของตัวอย่างมาพิจารณาตามข้อกำหนดในตาราง 14 และพบว่า TDS ของตัวอย่างมีค่าน้อยกว่า 500 มิลลิกรัมต่อลิตร ซึ่งบ่งว่าไอออนในตัวอย่างน้ำผิวดินน่าจะมาจากการผุพังของหินซิลิกาเกิดเช่นกัน

ส่วนข้อมูลในช่วงปลายฤดูแล้งนั้น แสดงให้เห็นถึงความสัมพันธ์ที่แปรปรวนสูงและไม่มีรูปแบบที่ชัดเจน อีกทั้งข้อมูลบางส่วนตกอยู่ในขอบเขตที่บ่งว่าไอออนในน้ำมาจากการผุพังของหินคาร์บอเนต ซึ่งไม่น่าเป็นไปได้ กล่าวคือ ตามสภาพทางธรณีวิทยาของกลุ่มน้ำบางปะกงนั้นแทบไม่มี หินคาร์บอเนตอยู่เลย และเหตุนี้เองจึงใช้ข้อมูลจากช่วงปลายฤดูฝนเพื่อการพิจารณา ส่วนสาเหตุที่ทำให้เกิดเหตุการณ์ดังกล่าวยังไม่สามารถสรุปได้ในขณะนี้

การพิจารณาทั้งสามขั้นตอนที่ผ่านมา ทำให้อนุมานได้ว่าไอออนในน้ำผิวดินของกลุ่มน้ำบางปะกงมีแหล่งกำเนิดมาจากการผุพังของหินเป็นส่วนใหญ่ และมีความเป็นไปได้มากกว่าหินต้นกำเนิดน่าจะเป็นหินซิลิกาเกิด

ในขั้นตอนสุดท้าย (ขั้นที่ 4) ของเทคนิคสมดุลโดยมวลนั้น ซิลิกาเกิดไอออนจะถูกนำมาพิจารณาร่วมกับ ($\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-$) ความสัมพันธ์ที่ได้เป็นไปดังรูป 48 การพิจารณาในขั้นตอนนี้ทำโดยมีสมมติฐานว่า ปริมาณโซเดียมไอออนที่เหลือหลังจากการหักลบปริมาณคลอไรด์ไอออนแล้ว เป็นผลที่เกิดมาจากการผุพังของแร่อัลไบต์ หรือ เกิดกระบวนการแลกเปลี่ยนแคตไอออน (cation exchange) ส่วนโปแตสเซียมไอออนเป็นผลมาจากการผุพังของแร่ไบโอไทต์ และบางส่วนมาจากแร่โปแตสเซเฟลสปาร์ ในกรณีที่มีแร่เฟอร์โรแมกนีเซียมชนิดอื่นอยู่ในหินด้วย ซิลิกาก็จะมีปริมาณมากกว่าผลรวมของโปแตสเซียมไอออนและโซเดียมไอออน นอกจากนี้ยังเชื่ออีกว่า ผลของการผุพังในรูปของของแข็งถ้าไม่อยู่ในรูปของคาโอลิไนต์ ก็ควรจะอยู่ในรูปของมอนต์มอริลโลไนต์

จากความสัมพันธ์ในรูป 48 พบว่า ไอออนเหล่านี้ไม่น่าจะมาจากการสฟิงสลายตัวของ กลุ่มหินเฟอโรแมกนีเซียมที่มีปรากฏอยู่ในตระกูลหินบะซอลต์ แต่น่าจะมาจากกระบวนการ แลกเปลี่ยนแคตไอออน หรืออาจมาจากการสฟิงของแร่เฟลสปาร์จำพวกอัลไบต์ (ในหินแกรนิต) โดยการสฟิงของหินที่เกิดขึ้นในช่วงฤดูแล้งจนถึงปลายฤดูแล้งมีน้อยมาก โดยที่ไอออนส่วนใหญ่ ในน้ำผิวดินเป็นผลมาจากกระบวนการแลกเปลี่ยนแคตไอออน ส่วนข้อมูลในช่วงปลายฤดูฝนซึ่ง มีการสฟิงของหินเกิดขึ้นมากกว่า กลับพบว่าไอออนในน้ำผิวดินส่วนใหญ่เป็นผลมาจากการสฟิง ของแร่อัลไบต์และกระบวนการแลกเปลี่ยนแคตไอออน หรืออาจกล่าวได้ว่า น้ำผิวดินของกลุ่มน้ำ บางปะกงส่วนใหญ่อยู่ภายใต้อิทธิพลของกระบวนการแลกเปลี่ยนแคตไอออนและการสฟิงของ หินกลุ่มอัลไบต์

ในช่วงปลายฤดูแล้งถึงปลายฤดูแล้ง การสฟิงของหินเกิดขึ้นน้อยกว่าในช่วงฤดูฝน และ น่าจะเกิดขึ้นด้วยความรุนแรงไม่เท่ากันอย่างเห็นได้ชัดในแต่ละบริเวณของกลุ่มน้ำ เมื่อประกอบเข้า กับการพัดพาที่เกิดขึ้นโดยมีขีดจำกัด (ปริมาณน้ำผิวดิน) ทำให้ไอออนต่างๆในน้ำผิวดินส่วนใหญ่ อยู่ใต้อิทธิพลของกระบวนการแลกเปลี่ยนแคตไอออน เหตุผลที่สนับสนุนแนวความคิดนี้ก็คือ ในเมื่อการสฟิงของหินเกิดขึ้นน้อย แคตไอออนในน้ำผิวดินส่วนใหญ่จึงน่าจะมาจากการชะล้างจาก บริเวณตะกอนลานตะพักน้ำและตะกอนน้ำพา (ผลจากการสฟิงของหิน) ซึ่งพบครอบคลุมพื้นที่เป็น บริเวณกว้าง และเพิ่มปริมาณแคตไอออนให้กับน้ำผิวดินด้วยกระบวนการแลกเปลี่ยนแคตไอออน นอกจากนี้การกระจายตัวของตะกอนดังกล่าวยังบ่งชี้ให้เห็นแนวโน้มอีกว่า ตะกอนเหล่านี้น่าจะมี ต้นกำเนิดมาจากหินบะซอลต์ที่พบอยู่โดยรอบพื้นที่ศึกษาอีกด้วย

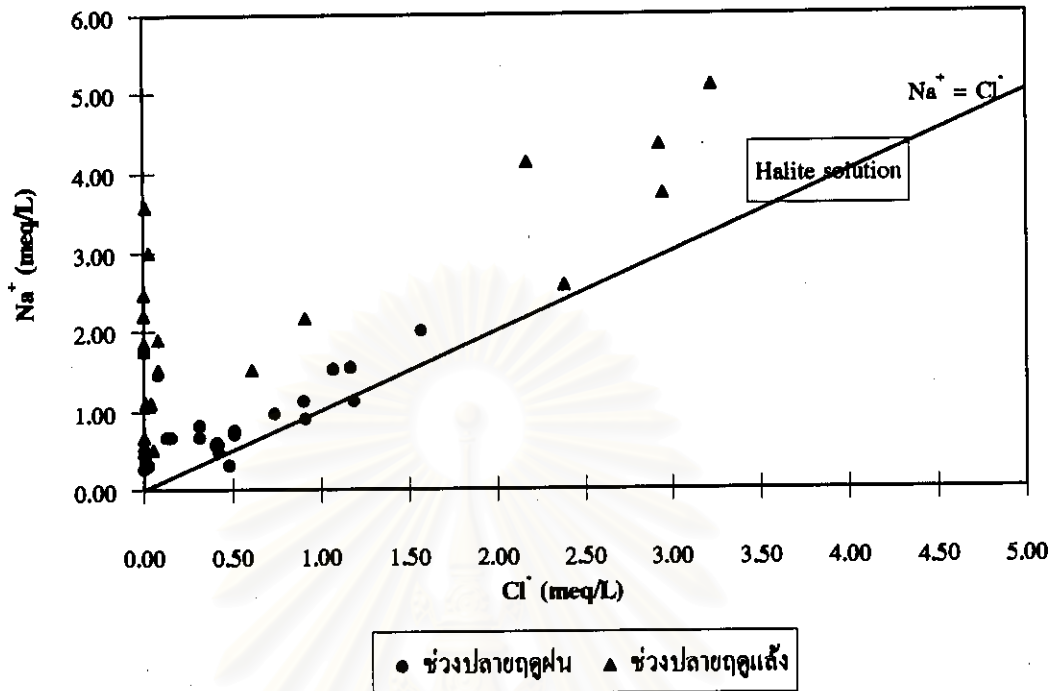
ในช่วงฤดูฝนถึงปลายฤดูฝน การสฟิงของหินเกิดขึ้นได้มาก อีกทั้งค่าของ $(Na^+ + K^+ - Cl^-)$ กระจายอยู่ในช่วงแคบมาก ซึ่งตามสมมุติฐานแล้วบ่งชี้ไปถึงการสฟิงของแร่อัลไบต์ และเพื่อ ยืนยันต่อไปว่า ไอออนส่วนใหญ่ในน้ำผิวดินจะเป็นผลมาจากการสฟิงของหินชนิดเกิดในกลุ่ม อัลไบต์ Hounslow (1995) เสนอให้น้ำไอออน 2 กลุ่ม (รูป 49) มาพิจารณาคือ $(Na^+ + K^+ - Cl^-)$ และ $(Na^+ + K^+ - Cl^- + Ca^{2+})$ ความสัมพันธ์ของไอออนทั้งสองกลุ่มบ่งชี้ให้เห็นว่า เป็นไปได้ที่ไอออน ส่วนใหญ่ที่พบในน้ำผิวดินมาจากการสฟิงของแร่เฟลซิโอเคลสที่อยู่ในหินชนิดเกิดซึ่งเป็น แร่เฟลสปาร์ชนิดหนึ่งที่มีแคลเซียมและโซเดียมเป็นองค์ประกอบหลัก และเมื่อนำมาพิจารณา เทียบเคียงกับข้อมูลทางธรณีวิทยาทำให้สามารถกล่าวได้ว่าหินส่วนใหญ่ที่ปรากฏเป็นหินที่ ประกอบด้วยหินที่มีองค์ประกอบของพวกแร่เฟลสปาร์มากๆ ได้แก่ หินตะกอนบดยุคจูแรสซิก ซึ่งเป็นหินทรายที่มีแร่ควอร์ตซ์เป็นส่วนใหญ่ พบปริมาณมากทางตอนเหนือของกลุ่มน้ำ และ หินดินดาน, หินทรายแป้ง, หินตะกอนภูเขาไฟ, หินทรายมีเฟลสปาร์, และหินแกรนิต (ซึ่งได้แก่ หน่วยหิน J_{pw} , Tr_{gr} , PTr_{gr} , $Ck1$ และ C_{gr}) น่าจะเป็นกลุ่มหินที่มีผลต่อไอออนที่พบในน้ำผิวดิน และยังพบว่าหินดังกล่าวปรากฏให้เห็นในพื้นที่ศึกษาเป็นส่วนใหญ่ คิดเป็นพื้นที่ร้อยละ 50

ผลการศึกษาดังที่ปรากฏในขั้นนี้ น่าจะใช้เป็นหลักฐานยืนยันได้ว่า อิทธิพลของสภาพทางธรณีวิทยาและสภาพการผุพังที่มีต่อองค์ประกอบทางเคมีของน้ำผิวดินนั้นน่าจะเห็นได้ชัดเจนที่สุดในช่วงฤดูฝนถึงปลายฤดูฝนเพราะการผุพังและการพัดพาเกิดขึ้นสูงสุด

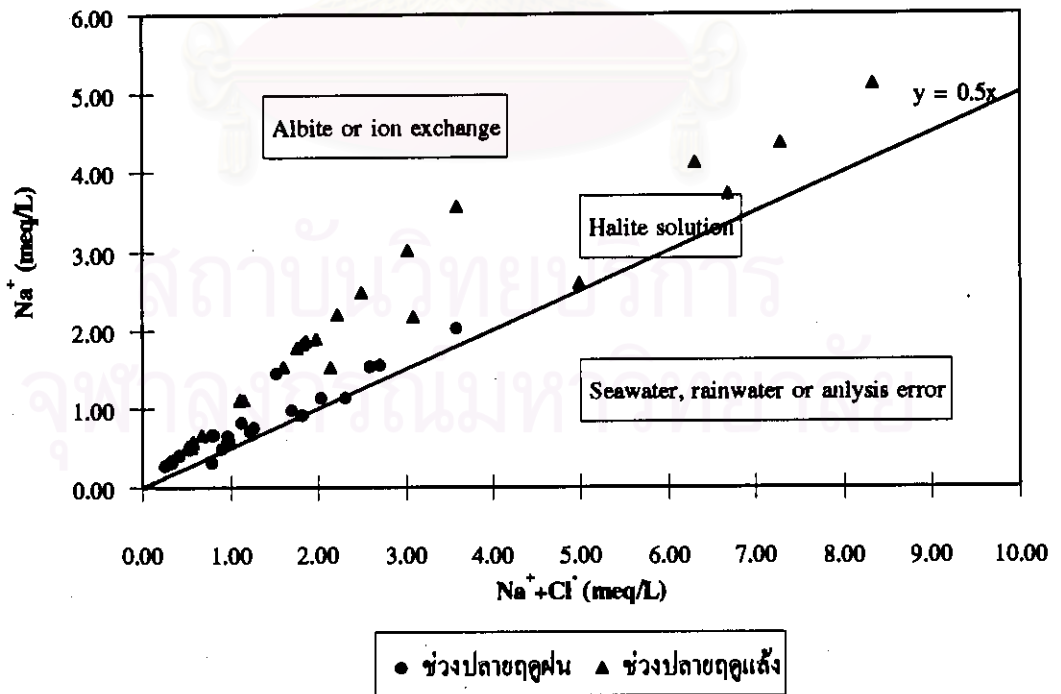
จากที่กล่าวมาทั้งหมดนี้ กล่าวโดยสรุปคือ ไอออนในน้ำผิวดินที่พบในลุ่มน้ำบางปะกง น่าจะมาจากการผุพังของหินซิลิเกตเป็นหลัก โดยที่อิทธิพลนี้จะเห็นได้ชัดเจนในช่วงฤดูฝนถึงปลายฤดูฝน แต่การใช้เทคนิคสมมูลโดยมวลเพื่อจะระบุให้ตกลงไปอีกกว่าเป็นหินซิลิเกตชนิดใด ไม่สามารถทำได้ เพราะข้อมูลจากการศึกษาไม่แสดงรูปแบบที่เป็นไปตามข้อกำหนดของวิธีการ (ขั้นที่ 4 ในรูป 39)

ถึงแม้เทคนิคสมมูลโดยมวลจะช่วยให้อนุมานได้แค่เพียงว่าไอออนในน้ำผิวดินเกิดมาจากการผุพังของหินซิลิเกต แต่ก็สามารถอธิบายเพิ่มเติมได้โดยใช้แนวคิดของ Stallard และ Edmond (1983) เพราะในการนำค่าปริมาณแคด ไอออนรวมมาใช้ในการตัดสินใจที่กล่าวไว้ข้างต้นนั้น ได้สรุปไว้แล้วว่า น้ำผิวดินที่พบในลุ่มน้ำบางปะกงเกิดจากการผุพังของหินตะกอนทะเลชั้นตะกอนสีแดง และหินอัคนี ซึ่งจัดเป็นหินในกลุ่มซิลิเกต ซึ่งช่วยให้ทำการขยายผลการอนุมานของเทคนิคสมมูลโดยมวลในขั้นที่ 4 ต่อไปอีกว่า หินซิลิเกตนั้นน่าจะเป็นหินทั้งสามชนิดดังกล่าว

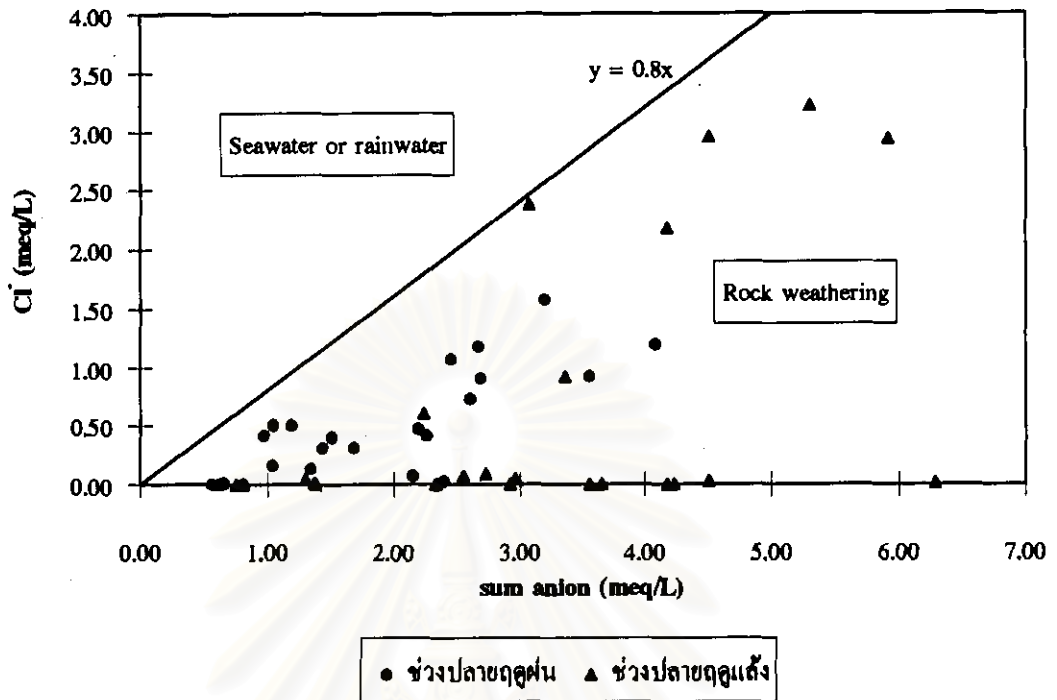
สถาบันวิทยบริการ
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



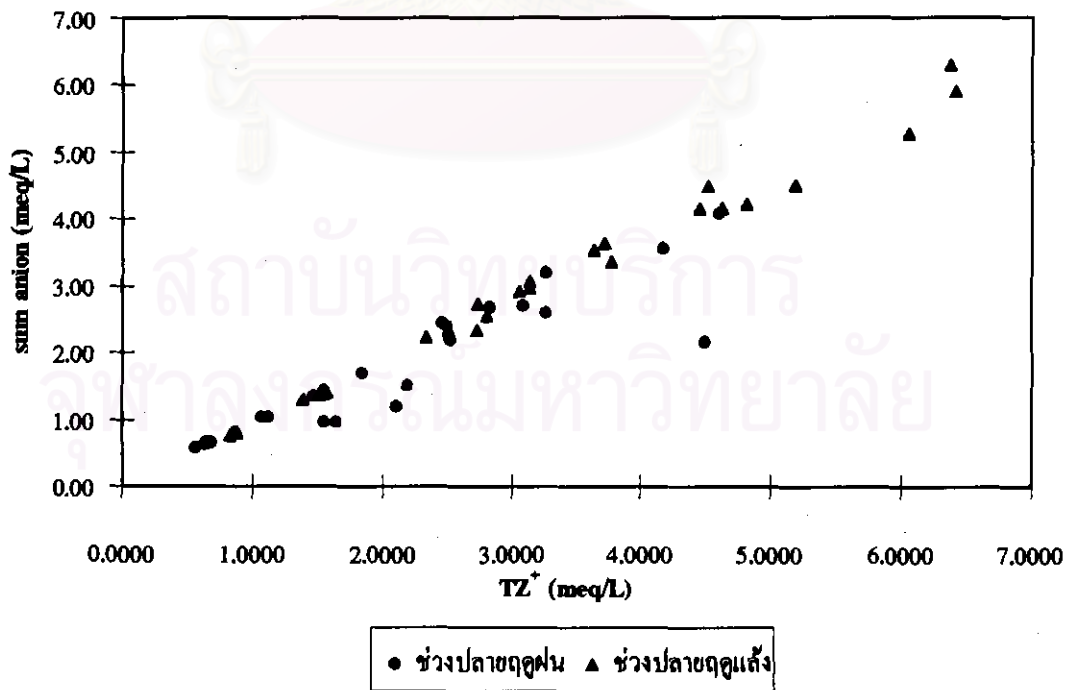
รูป 40 ความสัมพันธ์ระหว่าง Na^+ และ Cl^-



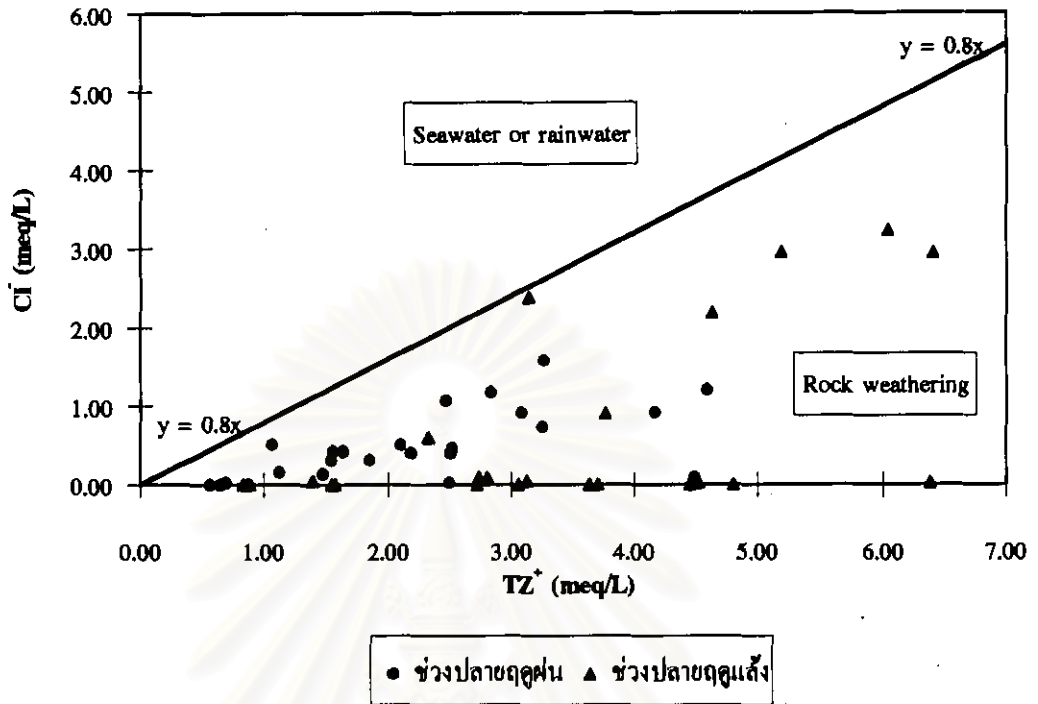
รูป 41 ความสัมพันธ์ระหว่าง Na^+ และ $(\text{Na}^+ + \text{Cl}^-)$



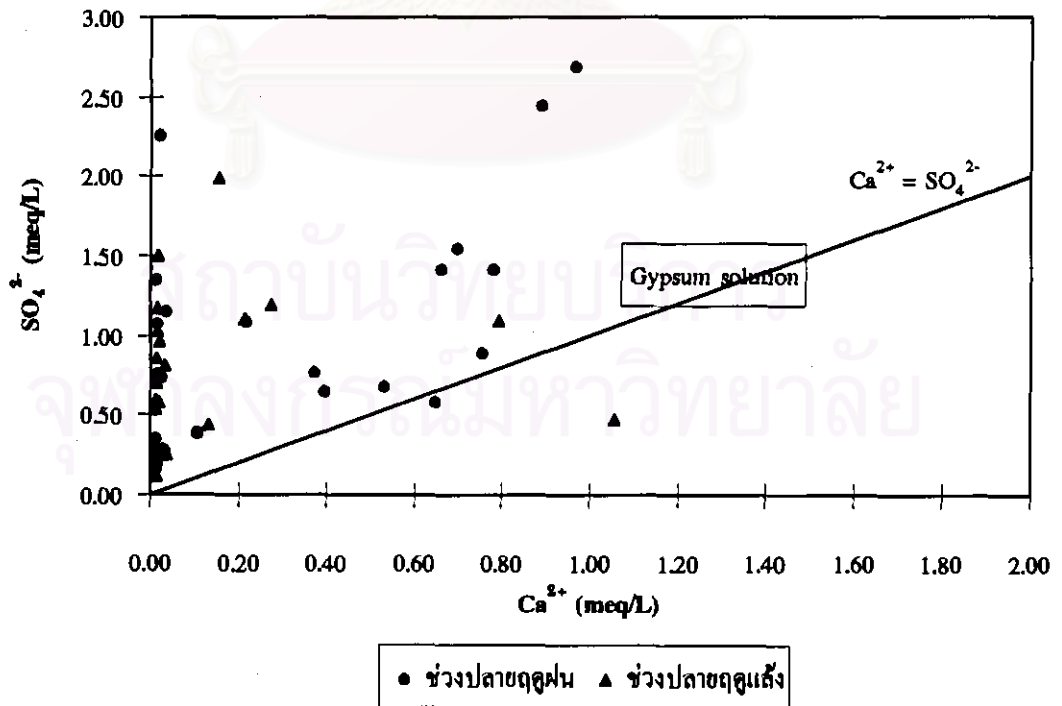
รูป 42 ความสัมพันธ์ระหว่าง Cl^- และ sum anion



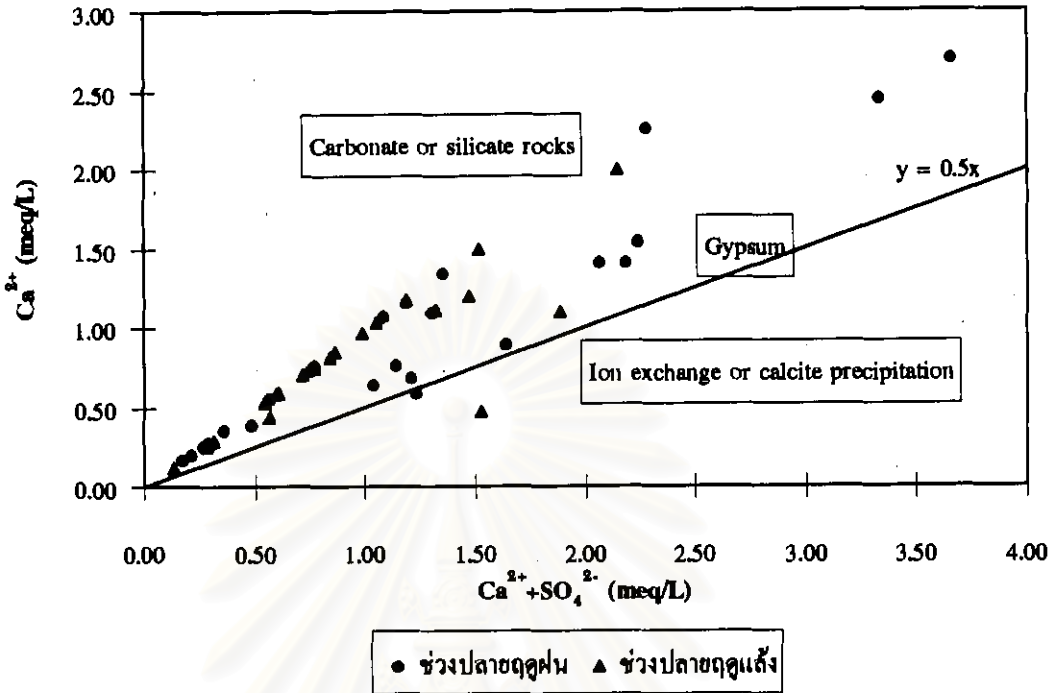
รูป 43 ความสัมพันธ์ระหว่าง TZ^+ และ sum anion



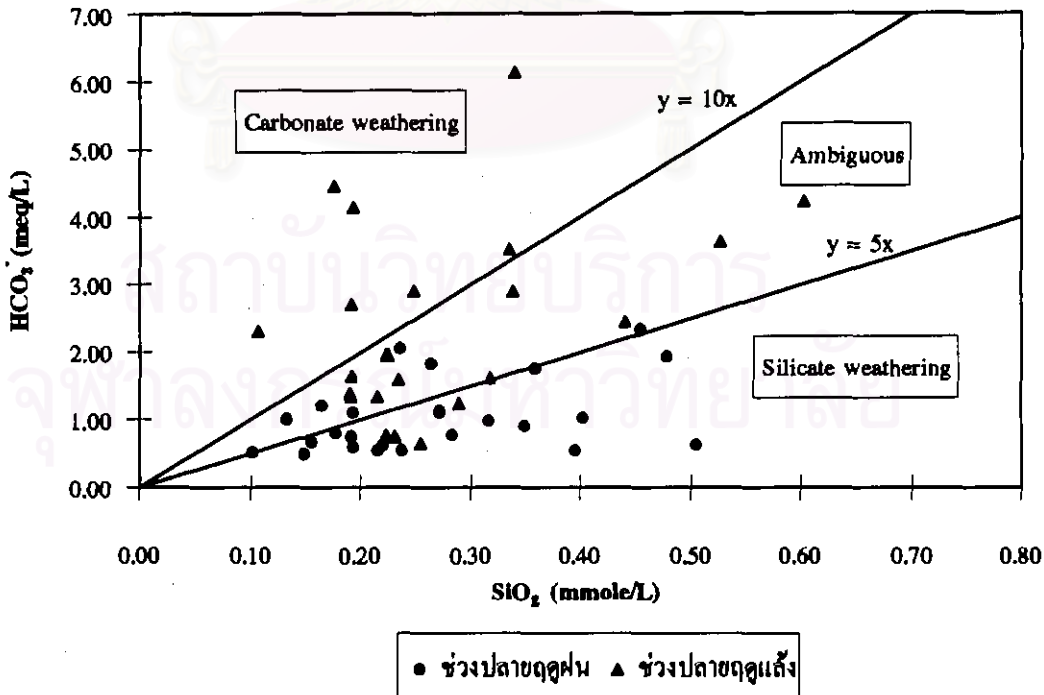
รูป 44 ความสัมพันธ์ระหว่าง Cl^- และ TZ^+



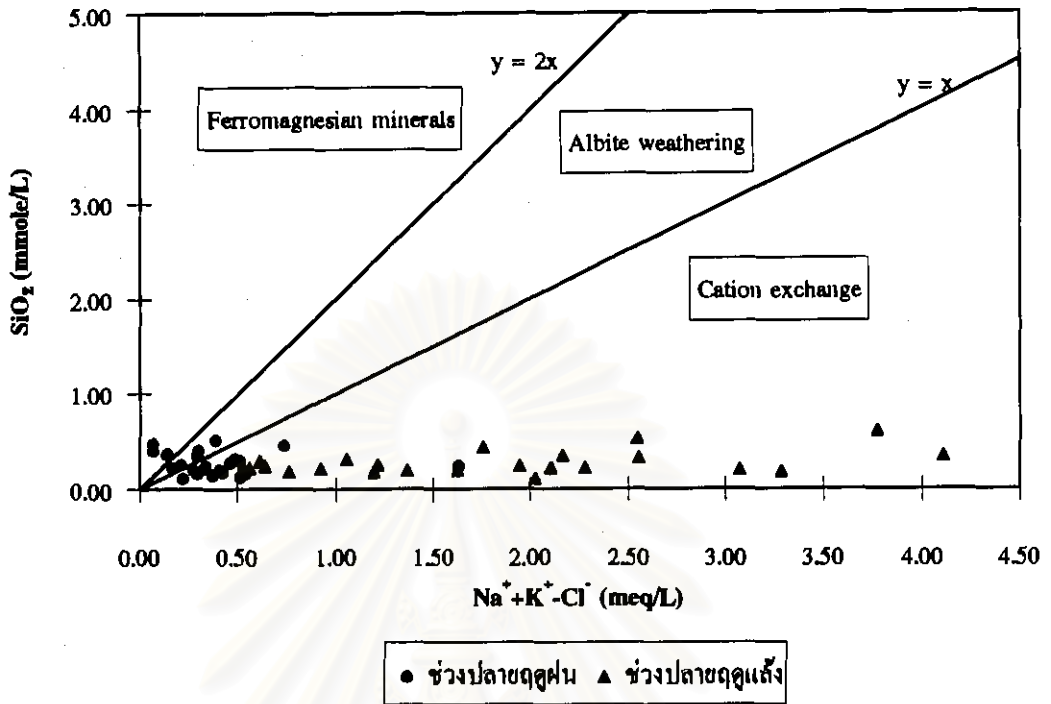
รูป 45 ความสัมพันธ์ระหว่าง Ca^{2+} และ SO_4^{2-}



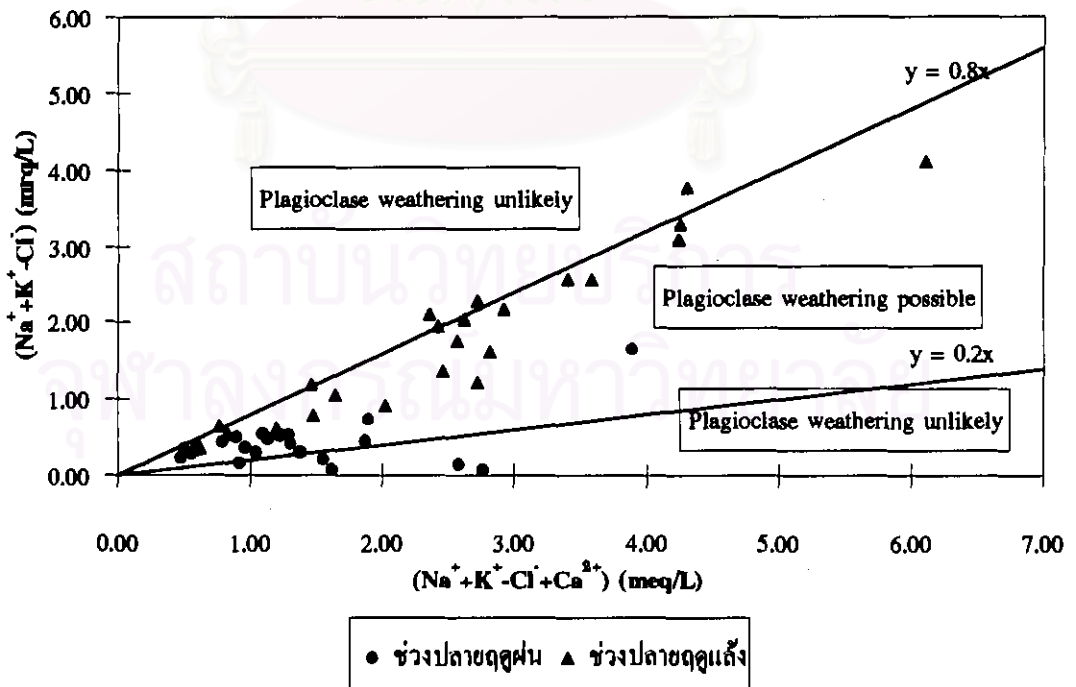
รูป 46 ความสัมพันธ์ระหว่าง Ca^{2+} และ $Ca^{2+} + SO_4^{2-}$



รูป 47 ความสัมพันธ์ระหว่าง HCO_3^- และ SiO_2



รูป 48 ความสัมพันธ์ระหว่าง SiO_2 และ $\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-$



รูป 49 ความสัมพันธ์ระหว่าง $(\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^- + \text{Ca}^{2+})$ และ $(\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-)$